

**НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ**

На правах рукописи



Константинова Дарья Александровна

**ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГРОЗОВОЙ
АКТИВНОСТИ И КОНВЕКЦИИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ**

Специальность 25.00.30. – метеорология, климатология, агрометеорология

**Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук**

Научный руководитель
д.г.н., проф. Горбатенко В.П.

Томск
2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
1 Опасные конвективные явления в атмосфере Земли и условия их развития	11
1.1 Синоптические условия возникновения опасных явлений погоды, связанных с конвекцией	11
1.1.1 Условия возникновения грозы	11
1.1.2 Условия возникновения града	12
1.1.3 Условия возникновения шквала	14
1.1.4 Условия возникновения смерча	16
1.2 Методы прогноза опасных конвективных явлений	17
1.2.1 Прогноз конвективных явлений по методу Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой	17
1.2.2 Методы прогноза гроз	26
1.2.3 Методы прогноза града	36
1.2.4 Методы прогноза шквала	37
1.2.5 Порядок составления прогноза смерчей	42
1.3 Основные предикторы, используемые для прогноза опасных конвективных явлений	43
1.4 Использование термодинамических характеристик атмосферы для прогноза опасных конвективных явлений	44
2 Определение закономерностей временного и пространственного распределения плотности разрядов молнии в землю, как показателя неустойчивой атмосферы	46
2.1 Источники информации о грозовой активности	46
2.1.1 Визуально-слуховые наблюдения на метеорологических станциях	46
2.1.2 Радиотехнические средства регистрации разрядов молнии	48
2.1.3 Активные радиотехнические методы локации грозовых очагов	49
2.1.4 Пассивные радиотехнические системы пеленгации гроз	51
2.1.5 Спутниковые наблюдения	57

2.2 Оценка характеристик плотности разрядов молний в землю, определенных косвенными методами	58
2.2.1 Материалы и методы	58
2.2.2 Разработка метода определения плотности разрядов молнии в землю на примере территории Томской области	60
2.2.3 Определение плотности разрядов молнии в землю для юго-восточной территории Западной Сибири	61
2.2.4 Оценка максимально возможных значений плотности разрядов молнии в землю на единицу площади в год	64
2.3 Валидация характеристик грозовой активности, полученных косвенным методом, результатами наблюдений метеорологических станций	66
3 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы за летние месяцы	70
3.1 Термодинамические характеристики атмосферы	70
3.1.1 Индексы, описывающие латентную нестабильность атмосферы	71
3.1.2 Комплексные индексы, учитывающие характеристики влажности атмосферы	73
3.1.3 Индексы, учитывающие значения потенциальной конвективной энергии атмосферы	74
3.1.4 Энергия задерживающего слоя	76
3.1.5 Индекс, учитывающий сдвиг ветра	78
3.1.6 Основные параметры, используемые при расчете термодинамических характеристик атмосферы	79
3.2 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы	80
3.2.1 Физико-географическая характеристика исследуемой территории	80
3.2.2 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы для юго-восточной территории Западной Сибири	81
3.2.3 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы для территории Западной Сибири	86
3.3 Зависимость термодинамических характеристик атмосферы от параметров подстилающей поверхности	90

4 Термодинамические характеристики атмосферы в дни с опасными конвективными явлениями погоды	92
4.1 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с опасными явлениями, связанными с конвекцией	92
4.1.1 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с грозой	92
4.1.1.1 Сравнение термодинамических характеристик атмосферы в дни с грозой и без грозы	95
4.1.1.2 Сравнение характеристик конвекции над равниной и горами в дни с грозой	102
4.1.1.3 Сравнение результатов анализа характеристик конвекции и распределения молниевой активности на территории Западной Сибири	105
4.1.2 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с градом	106
4.1.3 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни со шквалом	117
4.1.4 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни со смерчем	123
4.2 Классификация состояний атмосферы при определенных значениях термодинамических характеристик атмосферы	127
4.3 Зависимость вероятности опасных конвективных явлений от значений термодинамических характеристик атмосферы	128
4.3.1 Сравнение статистических характеристик параметров неустойчивости атмосферы в дни с опасными конвективными явлениями	128
4.3.2 Максимально возможные значения конвективной потенциальной энергии атмосферы	132
4.3.3 Пороговые значения термодинамических характеристик атмосферы, при достижении которых в атмосфере Западной Сибири развиваются опасные конвективные явления	134
Заключение	137
Список использованной литературы	140

ВВЕДЕНИЕ

Примерно двадцать миллиардов долларов составляют ежегодные потери народного хозяйства России от погодных условий [1], среди которых шквал, град, гроза и ливневые осадки. Это связано с тем, что качество и оправдываемость прогноза опасных явлений погоды, связанных с конвекцией не удовлетворяет запросам практики. Поэтому изучение условий образования опасных конвективных явлений и возможность улучшения качества их прогноза являются актуальными задачами метеорологии. Эти явления погоды связаны с зонами активной конвекции и относятся к мезомасштабным метеорологическим явлениям, они образуются в результате сложного взаимодействия атмосферных процессов синоптического масштаба и подстилающей поверхности [2]. Известно, что горизонтальные размеры конвективных зон во много раз меньше расстояния между метеорологическими станциями, на которых они наблюдаются. Сравнительно невелика и продолжительность гроз и ливней. Все это определяет трудности в регистрации, изучении и в прогнозировании опасных явлений погоды, связанных с зонами активной конвекции.

На основе существующих методов прогноза гроз, града, шквалов, невозможно с высокой вероятностью предсказать их пространственную локализацию. Практикуемые в России методы разработаны и внедрены в практику более 30 лет назад и основаны на информации о структуре атмосферы в дни с опасными конвективными явлениями и без них [3]. В середине прошлого столетия для оценки вероятности грозы по характеристикам профиля атмосферы, получаемого в результате аэрологического зондирования, были разработаны индексы неустойчивости атмосферы, характеризующие ее термодинамические параметры [4, 5]. Сегодня для построения моделей и составления прогнозов различных метеорологических явлений используется более 20 параметров состояния атмосферы, рассчитанных на основе аэрологического зондирования атмосферы [6-9]. Данные параметры характеризуют поля вертикальных конвективных движений, скорости движений, положение уровней конденсации и конвекции, толщину

конвективных слоев и связанной с ними облачности, стратификацию температуры и влажности.

Термодинамические характеристики атмосферы с успехом используются в численном моделировании конвективных процессов, являющихся необходимым условием возникновения гроз, града и шквала. В Европе разработка метода прогноза развития конвекции осуществляется по средствам статистической интерпретации численных характеристик прогностических полей по мезомасштабным моделям (например, модели MM5 V2 (PUS/NCAR) или WRF) [10]. Применение мезомасштабных негидростатических моделей для прогноза погоды в России находится на стадии адаптации к региональным особенностям [11]. Отсюда возникает необходимость параметризации конвекции для территорий нашей страны, в том числе и для исследуемого региона, т.е. определение величин термодинамических характеристик, при достижении которых в атмосфере будут создаваться условия для развития опасных явлений конвекции.

Целью работы является определение характеристик конвекции в атмосфере Западной Сибири и оценка потенциала для развития опасных явлений погоды, связанных с конвекцией. В связи с поставленной целью были определены следующие задачи исследования: во-первых, корректировка методики определения плотности разрядов молнии в землю, как маркера развития конвекции, для территорий, не освещенных инструментальными наземными наблюдениями; во-вторых, определение закономерностей развития конвекции в зависимости от физико-географических особенностей подстилающей поверхности; в-третьих, определение значений индексов неустойчивости атмосферы для исследуемой территории и их градаций по степени развития конвекции в дни с опасными явлениями погоды.

Для достижения указанных задач были использованы следующие материалы и методы. Информацией о степени развития конвекции послужило наличие опасных явлений погоды, таких как гроза, град и шквал. Данные о времени образования и локализации этих явлений за период 1975-2011 гг. были

получены от сети метеорологических станций Томской, Новосибирской, Омской, Кемеровской, Тюменской областей, а также от метеостанций Алтайского края и республики Алтай.

Также материалом для исследований являются данные АМСГ Томск (авиаметеорологическая станция в гражданском воздушном флоте) о наличии шквалов на прилегающей территории в летние месяцы с мая по август за исследуемый период.

Все метеорологические станции были территориально отнесены к ближайшим аэрологическим станциям Западной Сибири с учетом направлений ведущих потоков. За те дни, когда на метеостанциях регистрировались опасные конвективные явления, изучались термодинамические характеристики атмосферы, полученные по данным радиозондирования атмосферы аэрологических станций в сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (ВСВ). Анализировались двадцать четыре характеристики атмосферы, поскольку в разные месяцы они существенно различаются, то состояние атмосферы для каждого месяца изучалось отдельно.

Кроме того, помимо параметров неустойчивой атмосферы были проанализированы фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы Западной Сибири и обнаружена их зависимость от орографических особенностей, исследуемых регионов.

В качестве информации о количестве молний, которые свидетельствуют о развитии конвекции, служили ежедневные данные наблюдений спутника «Microlab-1», принадлежавшего NASA и действовавшего в период 1995-1999 гг. Фиксировались как разряды «облако-земля», так и разряды «облако-облако» [12]. Чтобы выделить количество разрядов в землю из общего количества, использовался метод определения плотности разрядов молнии в землю для умеренных широт северного полушария. Для этого, на примере территории Германии, определялась зависимость между общим количеством разрядов, зарегистрированных из космоса, и количеством разрядов молний в землю по данным наземной инструментальной системы LPATS (Lightning Position And

Tracking System). Это наземная многопунктовая система местоопределения молний, результаты наблюдений которой предоставлены компанией Siemens AG за 1995-1999 гг. Затем, используя полученную для территории Германии зависимость, рассчитывалось количество разрядов молнии в землю для территории Западной Сибири, неоснащенной наземными инструментальными наблюдениями за разрядами молний в землю. На основе расчетной информации была построена карта-схема пространственного распределения плотности разрядов молний в землю для территорий Томской, Новосибирской, Кемеровской, Омской, Тюменской областей, а также для Алтайского края и республики Алтай.

Данная карта-схема сравнивалась с картой плотности разрядов молний, полученной по данным наблюдений однопунктового грозопеленгатора, установленного в Томске.

Методами исследования являются корреляционно-статистический анализ многолетних данных наблюдений за грозами, градом и шквалом. Также проведен дискриминантный анализ значений характеристик неустойчивости атмосферы и оценка возможности их использования для составления альтернативных прогнозов развития опасных явлений погоды, связанных с конвекцией, над юго-восточной территорией Западной Сибири. Обработка данных наблюдений производилась на ПК с помощью пакетов прикладных программ (Statistica, Blitzstatistika, Excel), использующих стандартные методы математической статистики. Для визуализации полученных результатов использовался картографический пакет программы Surfer и другие графические редакторы.

Научная новизна работы заключается в следующем. Скорректирована методика оценки плотности разрядов молнии в землю по спутниковым данным для территорий умеренных широт, неоснащенных наземными инструментальными наблюдениями.

Отдельно для каждого летнего месяца выявлены закономерности изменчивости значений ряда индексов, характеризующих конвекцию, в зависимости от подстилающей поверхности и времени ее развития.

Определены интервалы значений термодинамических характеристик атмосферы Западной Сибири в дни, когда наблюдались опасные явления погоды, связанные с конвекцией.

Создана основа для параметризации конвекции и численного моделирования конвективных процессов.

Положения, выносимые на защиту:

- Откорректированный метод определения плотности разрядов молнии в землю по спутниковым данным позволяет рассчитать значения плотности разрядов молнии на единицу площади при отсутствии наземных инструментальных наблюдений.
- Закономерности изменчивости ряда индексов, характеризующих конвекцию в зависимости от широты, долготы, высоты над уровнем моря и времени ее развития позволяют создать основу для ее параметризации.
- При развитии конвекции, преодоление пороговых значений ряда термодинамических индексов является свидетельством развития опасных конвективных явлений.
- Использование термодинамических индексов состояния атмосферы позволяет оценивать вероятность развития опасных явлений погоды, связанных с конвекцией, над районами Западной Сибири.

Практическая значимость результатов исследования. Построена оценочная карта плотности разрядов молнии в землю по спутниковым данным для Западной Сибири и Алтая, которая может быть использована при планировании молниезащитных мероприятий.

Концептуальный подход для оценки потенциала атмосферы Западной Сибири может быть использован для альтернативного прогноза опасных явлений погоды, связанных с конвекцией.

Полученные пороговые значения термодинамических характеристик атмосферы, при достижении которых образуются опасные конвективные явления с определенной степенью вероятности, могут быть использованы в альтернативных прогнозах грозы над исследуемыми территориями, в том числе при анализе результатов зондирования атмосферы получаемых с помощью спектрорадиометра MODIS, установленного на космических платформах EOS AM-1 (Terra) и EOS PM-1 (Aqua) [13].

Личный вклад. Непосредственно автором уточнена методика оценки плотности разрядов молнии в землю для территорий умеренных широт, на которых не производятся наземные инструментальные наблюдения за молниями. Построена оценочная карта плотности разрядов молнии в землю по спутниковым данным для территорий Западной Сибири и Алтая. Создана и обработана база данных радиозондирования атмосферы по одиннадцати аэрологическим станциям Западной Сибири. Изучены фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы и условия образования опасных конвективных явлений, таких как гроза, град и шквал над территорией Западной Сибири отдельно для каждого летнего месяца.

1 ОПАСНЫЕ КОНВЕКТИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ И УСЛОВИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

1.1. Синоптические условия возникновения опасных конвективных явлений

1.1.1. Условия возникновения грозы

Грозы обязаны своим происхождением конвективным движениям влажного воздуха (конвекции, которая развивается в условиях неустойчивой стратификации). Грозы связаны с развитием достаточно мощной кучево-дождевой облачности, которая является необходимым условием для их образования [14].

Общими благоприятными условиями для возникновения гроз являются следующие синоптические условия:

- высокое влагосодержание воздуха у поверхности земли и на высотах;
- значительная неустойчивость воздушной массы (большие вертикальные градиенты температуры) при отсутствии в период максимального развития конвекции мощных слоев инверсии или изотермии;
- относительно низкое положение изотеры $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, около которой располагается уровень интенсивной кристаллизации;
- большая вертикальная протяженность кучево-дождевых облаков, верхняя граница которых достигает высоты изотермы $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- неоднородности подстилающей поверхности, облегчающие развитие динамической или термической конвекции.

Грозы обычно связаны с выпадением ливневых осадков. При грозах наблюдаются шквалы. При большой сухости нижнего слоя воздуха гроза никогда не сопровождается осадками (сухие грозы) [15].

Различают внутримассовые и фронтальные грозы соответственно выпадению внутримассовых и фронтальных осадков [16].

Внутримассовые грозы наблюдаются летом во влажных неустойчивых воздушных массах при большой удельной влажности в приземном слое (более 12 г/кг) и сильном дневном прогреве приземного слоя воздуха [17]. Такие условия создаются в размытых барических полях, в слабовыраженных и заполняющихся циклонах, иногда в теплых секторах циклонов, на западных окраинах антициклонов.

Фронтальные грозы наиболее часто связаны с медленно перемещающимися холодными фронтами и с размытыми фронтами окклюзии, когда при сохранении высокой влажности и большой неустойчивости до значительных высот просветы в облаках способствуют дневному прогреванию поверхности земли и развитию конвективных движений. Довольно часто грозы и при прохождении теплых фронтов (в том числе ночные грозы), если зафронтальная воздушная масса достаточно неустойчива [15, 18].

1.1.2. Условия возникновения града

При условии, благоприятных для возникновения интенсивных осадков и гроз, образуется и град. При значительной водности кучево-дождевого облака в большой скорости восходящих движений обеспечивается быстрый рост градин [19].

При выпадении града наиболее характерны следующие синоптические условия:

- холодные фронты с волнами при больших контрастах температуры;
- вторичные холодные фронты;
- фронты окклюзии с выраженным верхним холодным фронтом.

Внутри однородных воздушных масс град отмечается редко.

Вероятность града увеличивается, если на карте АТ-500 наблюдается адвекция холода, а на АТ-850 – адвекция тепла. При прогнозе града желательно

определить направление перемещения очага холода на поверхности 500 гПа и время прохождения его над районом прогноза.

В годовом ходе максимум числа дней с градом приходится на май-июль, в суточном ходе – на послеполуденные часы.

Град образуется в облаке в том случае, если скорость восходящего конвективного потока превышает 5 м/с. Происходит нарастание вертикальной составляющей скорости воздушного потока с высотой. Своего максимального значения эта скорость достигает примерно в средней части облака. При этом создаются условия для образования зоны, в которой наблюдается накопление твердых и жидких крупнокапельных частиц – зоны аккумуляции. Она располагается над уровнем, где скорость конвективного потока достигает максимального значения. Градины растут в зоне аккумуляции в том случае, когда эта зона располагается выше изотермы 0°C. Рост градин, зависит от температуры окружающего воздуха и влажности облака в зоне аккумуляции. Режим роста градин может быть «влажным» и «сухим». Град, образовавшийся во влажном режиме, приносит наибольший ущерб отраслям экономики [15].

Для прогноза града используются либо данные утреннего зондирования атмосферы с учетом суточного хода стратификации температуры и влажности в пограничном слое атмосферы при внутримассовых процессах, либо прогностические кривые стратификации температуры и точки росы, построенные обычным способом [20].

Данные утреннего зондирования атмосферы рекомендуется использовать в следующих случаях:

- когда в момент составления прогноза над пунктом или в его районе радиусом 50 км по данным метеорологического радиолокатора наблюдаются отдельные очаги радиозаха или когда они перемещаются в сторону пункта прогноза в радиусе 100 км;
- когда на снимке искусственного спутника земли над районом прогноза находится малоподвижное крупномасштабное скопление кучево-дождевых облаков;

- когда отсутствует адвекция [15].

1.1.3. Условия возникновения шквала

Шквалом называется кратковременное местное усиление ветра до значений, намного превышающих значение градиентного ветра в этом районе. Скорость ветра при шквале нередко превышает 20-30 м/с [21]. Продолжительность шквала по наблюдениям в одном пункте обычно не превышает нескольких минут, хотя может составлять и десятки минут. Перемещаясь узкой полосой от нескольких сотен метров до нескольких километров (в отдельных случаях до 50-70 км), шквал может существовать несколько часов. Направление ветра при шквале обычно претерпевает резкие изменения. Скорость ветра может достигать 30-40 м/с и более (при таких высоких скоростях ветра, явление принято называть смерчем) [22-24].

Шквалы связаны с мощными кучево-дождевыми облаками, поэтому время их существования как перемещающихся мезомасштабных объектов составляет несколько часов. В результате на местности возникает узкая шкваловая полоса шириной от нескольких сотен метров до нескольких километров.

Шквалы обычно сопровождаются ливнями и грозами, часто с выпадением града. Перед шквалом, как правило, давление сильно падает. При шквале оно резко растет, а после прекращения ливневого дождя вновь падает. Температура воздуха при шквале резко понижается. После прекращения шквала чаще всего она немного повышается, но остается более низкой по сравнению с температурой до шквала. Падение температуры и рост давления при шквале связаны с выпадением ливневого дождя и охлаждением воздуха в его зоне [15].

Шквалы над сушей чаще развиваются во второй половине дня, когда конвективная облачность становится наиболее мощной. По этой причине шквалы над сушей отмечаются обычно в теплое полугодие. Над океаническими акваториями они наблюдаются в течение всего года.

Шквалы могут быть внутримассовые и фронтальные. Внутримассовые шквалы – сравнительно редкое явление. Возникают внутримассовые шквалы преимущественно при активных вторжениях холодного воздуха с высокой влажностью в тылу циклонов. Установлено, что если при таких вторжениях в области роста давления за холодным фронтом барические тенденции достигают 5 гПа/3 ч и больше, то шквалистые усиления ветра днем достигают 15-20 м/с.

Внутримассовые шквалы, связанные с кучево-дождевыми облаками, возникающими при термической конвекции в малоградиентных барических полях и в заполняющихся циклонах – явление в умеренных широтах редкое и существенной опасности, как правило, они не представляют. Они наблюдаются в теплых неустойчивых воздушных массах с высокой влажностью при развитии грозовой деятельности [20].

Наиболее интенсивные шквалы возникают чаще всего на атмосферных фронтах. Примерно девять из каждых десяти шквалов на Европейской части России связаны с фронтами, восемь из них связаны с холодными фронтами или холодными фронтами окклюзии.

Фронтальные шквалы не являются, как внутримассовые, единичными образованиями, а обычно сгруппированы в полосах развитой конвекции и неустойчивости, параллельных облачным полосам фронтов. На спутниковых фотографиях облачности такие полосы часто прослеживаются, что позволяет использовать эту информацию в прогностических целях, экстраполируя перемещение и эволюцию облачных образований.

Наиболее благоприятной синоптической ситуацией для возникновения шквалов являются холодные фронты, ориентированные с юго-запада или юга на северо-восток или север, при наличии на них волновых возмущений. Шквалы в этих случаях обычно возникают в теплом воздухе вблизи вершин возмущений. При возникновении циклонической циркуляции холодный фронт получает дополнительное ускорение в своем движении в сторону теплого воздуха. В результате усиливается вынужденная конвекция, приводящая к увеличению

толщины кучево-дождевых облаков, усилению в них вертикальных движений и интенсивности шквалов [25, 26].

Шквалы так же довольно часто возникают вблизи центра циклона, особенно, вблизи вершины теплого сектора молодого циклона. Все случаи фронтальных шквалов наблюдаются на антициклонической стороне струйного течения в его дельте. При этом направление перемещения шквалов обычно совпадает с направлением струйного течения.

При прогнозе шквала необходимо учитывать как синоптические, так и термические условия его развития. Если ожидаемое синоптическое положение благоприятно для развития шквала, то рассчитывают термодинамические параметры развития шквала [15, 19, 20].

1.1.4. Условия возникновения смерча

Смерч – это атмосферный вихрь, возникающий в кучево-дождевом облаке распространяющийся вниз, часто до самой поверхности земли. Диаметр смерча измеряется десятками метров над морем и сотнями метров над сушей, продолжительность существования – от нескольких минут до нескольких часов. Смерчи образуются в зонах активной конвекции в углубляющихся циклонах, на обостряющихся холодных фронтах, впереди них и под обширными тропосферными депрессиями. Образуются смерчи при неустойчивом состоянии атмосферы, когда воздух в ее нижних слоях очень теплый, а в верхних – холодный. Узкие зоны хорошо выраженной конвергенции ветра в пограничном слое и значительная продольная завихренность в сильно неустойчивой атмосфере свидетельствуют о возможности возникновения смерча [27].

Синоптические условия в дни возникновения смерчей, разумеется, имеют некоторые особенности, однако их наличие не гарантирует непременно возникновения смерча.

Синоптическая ситуация в регионе чаще всего определяется малоподвижным циклоном с системой протяженных атмосферных фронтов.

Холодный фронт располагается в меридиональном направлении, вследствие, большой его протяженности на фронте возникают волновые циклоны. Теплый фронт расположен в широтном направлении [27, 28].

1.2 Методы прогноза опасных конвективных явлений

Для прогноза опасных явлений погоды, связанных с развитием конвекции, используются различные методы. В данном разделе мы рассмотрели некоторые из них: метод Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой, методы Н.В. Лебедевой, Бейли, Вайтинга, Фауста, Г.Д. Решетова, И.А. Славина, Кокса, Р.А. Ягудина.

1.2.1 Прогноз конвективных явлений по методу Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой

Данный метод прогноза рассчитан на такие конвективные явления, как гроза, град и ливневые осадки, и основан на использовании параметров конвекции на момент максимального развития внутримассовой кучево-дождевой облачности или на момент ожидаемого прохождения фронта.

Исходным материалом для прогноза конвективных явлений в период с 1 мая по 30 сентября являются основная приземная и кольцевая синоптические карты, карты барической топографии на уровнях 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200 гПа за срок 00 ч ВСВ, прогностическая карта на день текущих суток [15].

Порядок расчета:

1. Если ожидается развитие внутримассовой конвекции, а прохождение фронтов не ожидается, то по исходной карте АТ-700 за срок 00 ч ВСВ строят траекторию движения частиц на 9 ч (к 15 ч местного времени, когда наблюдается максимальное развитие конвекции).

2. В начальной точке траектории определяют адвективные значения температуры T и температуры точки росы T_d на уровнях 925, 850, 700, 500, 400,

300, 200 гПа в срок 00 ч ВСВ. Значение T_d у поверхности земли определяют по эмпирической формуле (1.1):

$$T_d = 8,04 + 0,916 \cdot T_{d_{850}}, \quad (1.1)$$

где $T_{d_{850}}$ – температура точки росы на уровне 850 гПа, определяется в пункте прогноза за срок 00 ч ВСВ.

Их используют для построения прогностических кривых стратификации T и T_d на момент максимального развития конвекции [29, 30].

3. Если ожидается прохождение фронта, то определяют значения температуры и значения температуры точки росы на указанных выше уровнях на момент прохождения фронта (берут фактические данные радиозондирования за срок 00 ч ВСВ в пункте, расположенном в непосредственной близости от фронта). Значение температуры точки росы T_d у поверхности земли принимают равным максимальному значению T_d в зоне облачной системы, приближающейся к пункту прогноза, по фактическим данным наблюдений за срок 00 ч ВСВ. Эти данные используют для построения кривых стратификации T и T_d на момент прохождения фронта.

4. На бланке аэрологической диаграммы строят прогностические кривые стратификации T и T_d . У поверхности земли на бланке аэрологической диаграммы наносится только температура точки росы T_d .

Если ожидается прохождение фронта, но время его прохождения не совпадает с моментом максимальной конвекции, то необходимо построить кривые стратификации T и T_d для двух моментов времени:

- на момент прохождения фронта;
- на момент максимального развития термической конвекции.

Прогноз конвективных явлений составляют по наибольшему значению максимальной скорости восходящего потока ($W_{\text{макс}}$) из двух расчётов.

Если прохождение фронта совпадает с моментом максимального прогрева, то кривые стратификации T и T_d строят на момент максимального

развития термической конвекции. Значение температуры точки росы у поверхности земли принимают равным максимальному значению T_d в наиболее интенсивной части облачной системы, смещающейся к пункту прогноза, по фактическим данным наблюдений [15].

Если прохождение фронтальных разделов не ожидается (внутримассовые условия), то расчёт производят по прогностическим кривым стратификации T и T_d на момент максимального развития термической конвекции.

5. Определяют уровень конденсации. Для его определения проводят изограмму от значения T_d у земли кверху, до пересечения с кривой стратификации T . По изобаре, проходящей через эту точку пересечения, определяют уровень конденсации ($H_{\text{конд}}$). Он соответствует нижней границе конвективной облачности. Если пересечение изограммы с кривой стратификации температуры произойдет ниже уровня 850 гПа, то необходимо от значения температуры на уровне 850 гПа провести сухую адиабату вниз до пересечения с указанной изограммой. По изобаре, проходящей через эту точку пересечения, определяют уровень конденсации [29, 30].

6. Выясняют необходимость дальнейших расчётов, для чего определяют температуру, при которой может развиваться конвекция. Для определения температуры T' , благоприятной для развития термической конвекции, необходимо от найденного уровня конденсации опуститься по сухой адиабате до значения приземного давления. Если $T > T_{\text{макс}}$ на 2-3° и более, то прогнозируется отсутствие развития конвекции, и расчёты далее не производятся. Максимальная температура $T_{\text{макс}}$ определяется по формуле (1.2):

$$T_{\text{макс}} = T_{850} + 14, \quad (1.2)$$

где T_{850} – температура на изобарической поверхности 850 гПа в пункте прогноза за срок 00 ч ВСВ.

Если $T' < T_{\text{макс}}$, то термическая конвекция возможна, и расчёты следует продолжить.

7. Строят кривую состояния: от уровня конденсации проводят линию вдоль влажной адиабаты вверх до пересечения с кривой стратификации температуры. По изобаре, проходящей через эту точку пересечения, определяют уровень конвекции ($H_{\text{конв}}$). Он соответствует верхней границе конвективной облачности [15].

8. Определяют уровень максимальной скорости восходящего потока ($H_{W_{\text{макс}}}$), где отклонение кривой состояния от кривой стратификации температуры ($\Delta T_{\text{макс}}$) становится максимальным.

9. Определяют максимальную скорость восходящего потока $W_{\text{макс}}$. Для этого находят следующие параметры:

- $\Delta T_{\text{макс}}$ – максимальное отклонение кривой состояния от кривой стратификации температуры T ;
- p_1 – давление на уровне конденсации;
- p_2 – давление на уровне $W_{\text{макс}}$

По таблице по значениям p_1 и p_2 определяют величину $\lg \frac{p_1}{p_2}$ [15].

Таблица 1.1 – Значения $\lg \frac{p_1}{p_2}$ при различных значениях p_1 и p_2 гПа

p_1	p_2														
	900	850	800	750	700	650	600	550	500	450	400	350	300	250	200
900	0	0	0,05	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7
850		0	0,03	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,7
800			0	0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6
750				0	0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6
700					0	0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5
650						0	0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5
600							0	0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5
550								0	0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4
500									0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4
450										0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4
400											0	0,1	0,1	0,2	0,3
350												0	0,1	0,1	0,2

300													0	0,1	0,2
250														0	0,1
200															0

По значениям $\Delta T_{\text{макс}}$ и $\lg \frac{p_1}{p_2}$ по рисунку 1.1 определяют максимальную скорость конвективного потока $W_{\text{макс}}$.

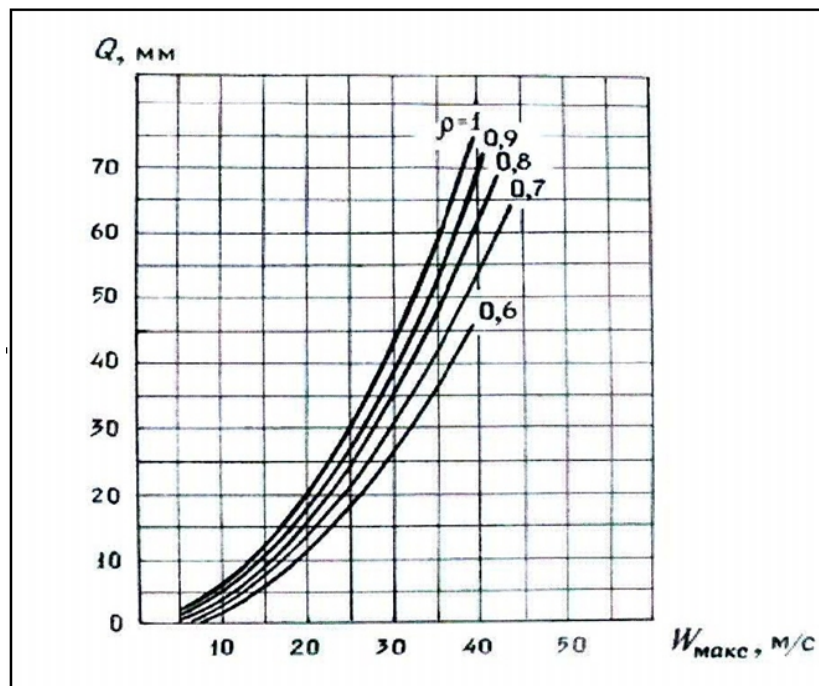


Рисунок 1.1 – График для определения max скорости конвективного потока $W_{\text{макс}}$ (м/с) в облаках по $\Delta T_{\text{макс}}$ ($^{\circ}\text{C}$) при разных значениях $\lg \frac{p_1}{p_2}$.

Грозы не ожидаются, если выполняется хотя бы одно из указанных ниже условий:

- ожидаемые значения дефицита точки росы на изобарических поверхностях

- $D_{850} > 15$ °C, $D_{700} > 11$ °C, $D_{500} > 19$ °C ($D_3 > 15$ °C – дефицит точки росы у поверхности земли);
- суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа больше 30°С. Если $\sum_{850}^{500} (T - T_d) > 30$ °С, то дальнейшие расчёты не производятся, так как при большой сухости в нижней половине тропосферы конвекция не приводит к образованию кучево-дождевых облаков;
- ожидаемые значения температуры воздуха на изобарических поверхностях
 - $T_{850} = -1$ °C, $T_{700} = -12$ °C, $T_{500} = -1$ °C;
 - ожидается высота уровня конденсации 850 гПа и выше;
 - $T_{\text{конв}}$ – температура на уровне конвекции, снимается с кривой стратификации T на уровне $H_{\text{конв}}$;
 - H_0 – высота нулевой изотермы (км).

По $T_{\text{конв}}$ и $W_{\text{макс}}$ по рисунку 1.2 определяют возможность возникновения грозы [15].

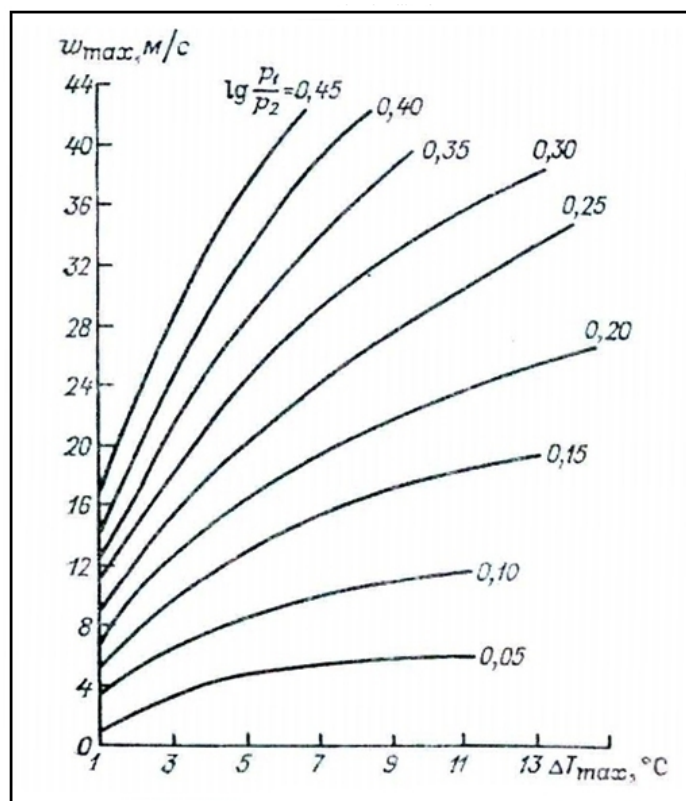


Рисунок 1.2 – График зависимости возникновения грозы от величины максимальной скорости конвективного потока $W_{\text{макс}}$ и температуры на уровне конвекции $T_{\text{конв}}$

В области «А» прогнозируют грозу лишь в случаях, когда высота нулевой изотермы (H_0) над поверхностью земли менее или равна 1,5 км. В остальных случаях следует давать прогноз «без грозы». В области «Б» гроза прогнозируется независимо от высоты нулевой изотермы (H_0) над поверхностью земли.

Для прогноза града, образовавшегося во влажном режиме, определяется температура на уровне максимальной скорости $T'_{W_{\text{макс}}}$ (снимается с кривой состояния). По значениям $T'_{W_{\text{макс}}}$ и $W_{\text{макс}}$ по рисунку 1.3 определяют возможность образования града [15].

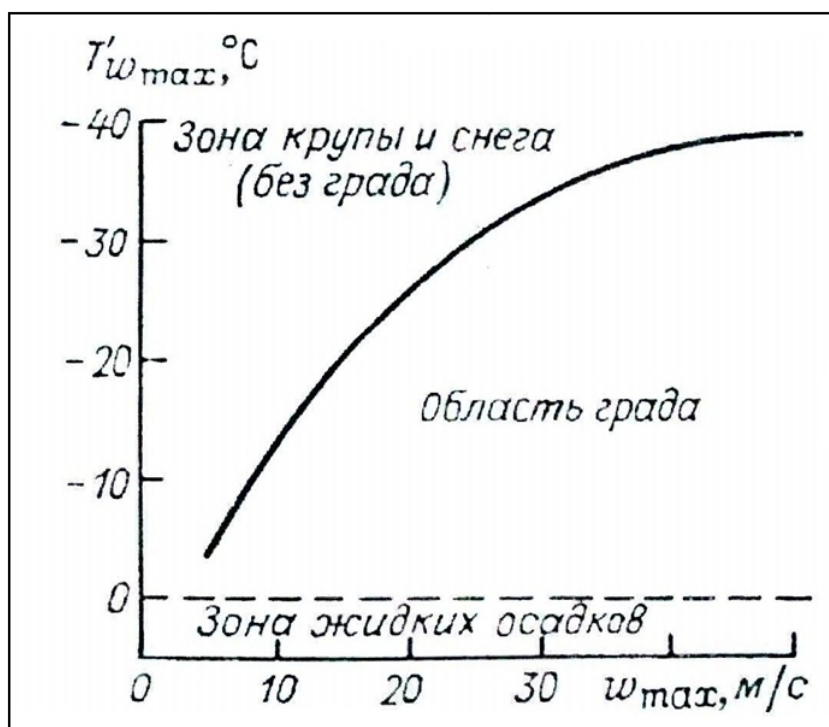


Рисунок 1.3 – Определение возможности образования града в зависимости от максимальной скорости восходящего потока W_{max} и температуры воздуха $T'_{W_{max}}$ на этом уровне

Если точка попадает в зону града, то определяется размер града по рисунку 1.4.

По значениям максимальной скорости восходящих движений W_{max} и высоте нулевой изотермы H_0 определяют размер градин с учетом таяния. При значениях $W_{max} > 25$ м/с и при прохождении через район прогноза обширной системы кучево-дождевых облаков, связанной с циклоном, с помощью рисунка 1.5 по значениям W_{max} определяют размер градин без учёта таяния [15].

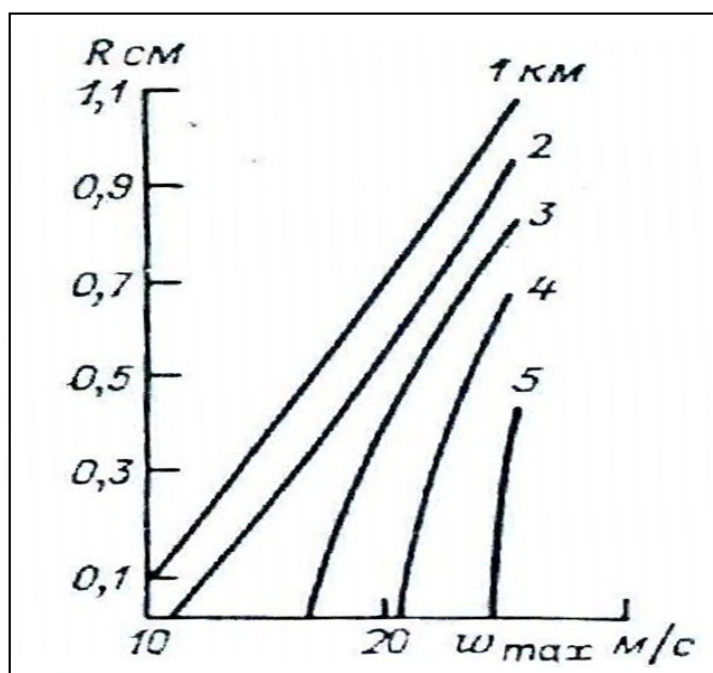


Рисунок 1.4 – График для определения размера градин с учётом таяния при различной высоте нулевой изотермы (H_0 , км) по максимальной скорости восходящего потока W_{max}

Выпадение града также следует предусмотреть в прогнозе, когда $H_0 < 2,5$ км, а точка, определяемая по значениям W_{max} и $T_{W_{max}}$ (рисунок 1.3), оказывается в зоне крупы и снега [15].

На рисунке 1.6 приведён пример построения аэрологической диаграммы для прогноза грозы, образования града и определения его размера.

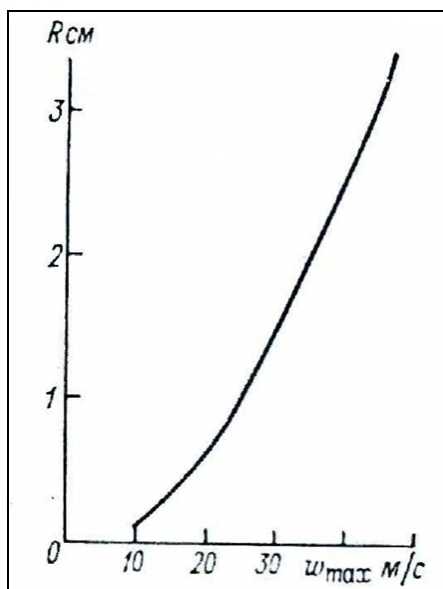


Рисунок 1.5 – График для определения размера градин без учёта таяния по максимальной скорости восходящего потока $W_{\text{макс}}$

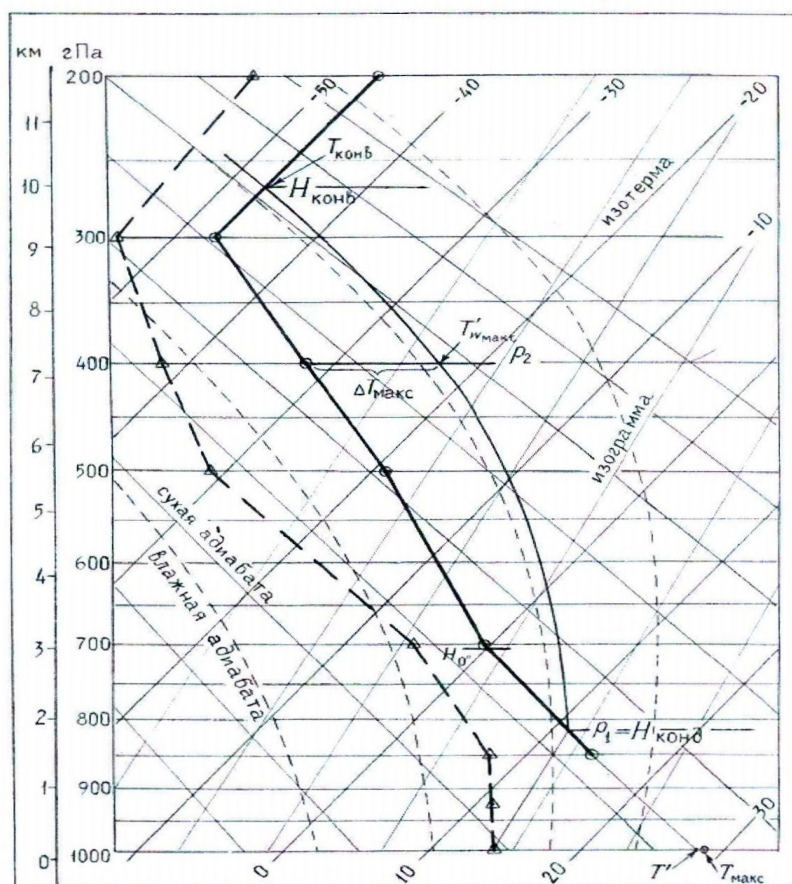


Рисунок 1.6 – Пример построения аэрологической диаграммы

При прогнозе опасных конвективных явлений (гроза, град), по стандартному синоптическому методу Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой используются температурно-влажностные характеристики на стандартных уровнях 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200 гПа.

1.2.2. Методы прогноза гроз

Прогноз гроз по методу Н.В. Лебедевой.

Для прогноза гроз, ливневых осадков и других явлений, связанных с развитием мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, Н.В. Лебедева предложила по данным утреннего зондирования атмосферы рассчитывать параметры конвекции, по которым и определяется возможность возникновения тех или иных конвективных явлений. К таким параметрам относятся:

1. Суммарный дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа (ΣD , °C). Этот параметр косвенно учитывает влияние вовлечения и характеризует возможность образования облачности в слое 850-500 гПа. Если $\Sigma D > 25$ °C, то дальнейшие расчеты не производятся, так как при большой сухости воздуха в нижней половине тропосферы конвекция не приводит к образованию кучево-дождевых облаков. Если же $\Sigma D \leq 25$ °C, то рассчитывается второй параметр.

2. Дефицит температуры точки росы у земли или на верхней границе приземной инверсии на момент максимального развития конвекции (D_0 , °C). Если $D_0 > 20$ °C, то уровень конденсации расположен на высоте более 2,5 км, следовательно, осадки не будут достигать поверхности земли, и дальнейшие расчеты не производятся. При такой высоте уровня конденсации, а, следовательно, и высоте нижней границы облаков, капля дождя по пути к земле успеет полностью испариться. Если же уровень конденсации расположен ниже 2 км и для возникновения конвекции существуют благоприятные условия, то в этом случае следует определять все остальные параметры.

3. Толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС) – ($\Delta H_{\text{кнс}}$, гПа). Каждая частица этого слоя будет участвовать в конвекции до больших высот. Чем больше толщина КНС, тем больше вероятность образования кучево-дождевой облачности, тем больше вероятность развития грозовой деятельности.

4. Уровень конденсации ($H_{\text{конд}}$, км). Уровень конденсации указывает среднее положение высоты нижней границы кучево-дождевой облачности. Определение уровня конденсации также производится по аэрологической диаграмме.

5. Уровень конвекции ($H_{\text{конв}}$, км). Уровень конвекции позволяет определить среднее положение вершин кучево-дождевых облаков. Совершенно очевидно, что чем выше этот уровень, тем более мощными должны быть «грозовые» облака.

6. Температура воздуха на уровне конвекции ($T_{\text{конв}}$, °C). Установлено, что чем ниже эта температура, тем более вероятны ливни и грозы.

7. Средняя величина отклонения температуры на кривой состояния (T') от температуры на кривой стратификации (T). Это отклонение обозначается ΔT и определяется по формуле (1.3):

$$\Delta T = \frac{\sum_{i=1}^n (T' - T)}{n} \quad (1.3)$$

где T' и T – температуры на кривой состояния и кривой стратификации соответственно на уровнях, кратных 100 гПа, n – число целых слоев толщиной по 100 гПа, начиная от уровня конденсации и до уровня конвекции. Совершенно очевидно, что чем больше ΔT , тем больше степень неустойчивости воздуха, а следовательно, тем интенсивнее может развиваться конвекция.

8. Средняя вертикальная мощность конвективных облаков ($\Delta H_{\text{ко}}$, км). Эта величина определяется как разность высот уровня конвекции и уровня

конденсации. Чем больше эта величина, тем более вероятно возникновение конвективных явлений и тем больше их интенсивность.

По результатам расчета указанных восьми параметров конвекции в соответствии с таблицей 1.2. Н.В. Лебедева предлагает оценивать возможность возникновения конвективных явлений.

Таблица 1.2 – Параметры конвекции и соответствующие им конвективные явления (по Н.В. Лебедевой)

ΣD	D_0	$\Delta H_{\text{кнс}}$	$H_{\text{конд}}$	$H_{\text{конв}}$	$T_{\text{конв}}$	ΔT	$\Delta H_{\text{ко}}$	Конвективные явления
>25	>20	—	—	—	—	—	—	Не ожидаются
≤ 25	≤ 16	>10	$\sim 1,5$	>6	<-23	>4	$\sim 4,5$	Слабый ливневой дождь
≤ 20	≤ 14	>20	$\sim 1,5$	>5	$-23 \div 10$	≥ 3	$>3,5$	Ливневый дождь без грозы
≤ 20	≤ 14	30	$\sim 1,5$	>8	<-23	≥ 3	$>6,5$	Ливневый дождь, местами гроза
≤ 16	~ 10	$>60-10$ 0	$1,5 \div 1,0$	>8	<-23	≥ 3	$>7,5$	Сильный ливневой дождь с грозой
~ 16	~ 10	—	$1,5 \div 1,0$	>8	<-23	>3	$>7,5$	Град

Оправдываемость прогноза наличия гроз по методу Н.В. Лебедевой составляет 80%, а их отсутствия – 89%. Метод Н.В. Лебедевой разработан, как и некоторые другие, на основе метода частицы. Далее мы рассмотрим и другие методы, в основе которых также лежит метод частицы.

Прогноз гроз по методу Бейли.

Метод Бейли для прогноза гроз используется обычно в сочетании с другими методами. Бейли (США) установлены признаки отсутствия грозы. Если в каком-либо районе по данным утреннего зондирования выполняется

хотя бы один из перечисленных ниже пяти признаков, то в этом районе гроза не ожидается.

1. На любом уровне в слое 850-700 гПа дефицит температуры точки росы равен или больше 13° .

2. Сумма дефицитов температуры точки росы на уровнях 700 и 600 гПа больше или равна 28° .

3. Заметная на картах барической топографии адвекция сухого воздуха на уровнях 850 и 700 гПа.

4. Вертикальный градиент температуры в слое 850-500 гПа равен или меньше $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

5. Уровень замерзания ($T = -12^{\circ}\text{C}$) располагается ниже высоты 3600 м. В этом случае из развивающихся облаков могут выпадать только слабые ливневые осадки.

Если же по данным утреннего зондирования не выполняется ни один признак отсутствия грозы, то в этом районе грозу следует указывать в прогнозе погоды. Вероятность возникновения гроз по методу Бейли можно определить с помощью графика, представленного на рисунке 1.7.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 600 гПа, а по вертикальной оси – разность температур на уровнях 850 и 500 гПа. Вся площадь графика разделена двумя кривыми на три области с разной вероятностью грозы. Порядок работы с графиком на всякий случай показан на рисунке стрелками.

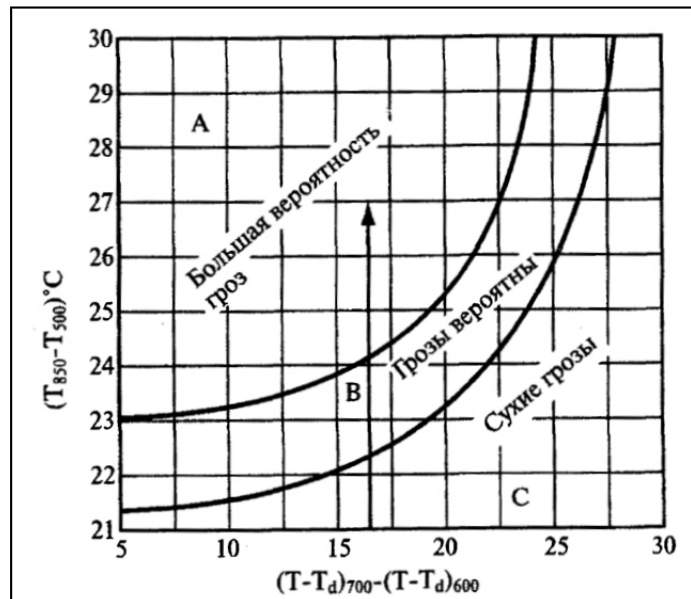


Рисунок 1.7 – График для прогноза гроз по методу Бейли

Прогноз гроз по методу Вайтинга.

Метод Вайтинга основан на расчете по данным утреннего зондирования параметра К, который определяется по формуле (1.4):

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700} \quad (1.4)$$

где Т – температура, а D – дефицит температуры точки росы на соответствующем уровне. Если в результате расчета окажется, что $K < 20$, то гроз ожидать не следует, если $20 < K < 25$, то следует ожидать изолированные грозы, если $25 < K < 30$, то в прогнозе следует указывать отдельные грозы, а если величина $K > 30$ – грозы повсеместно. Метод Вайтинга дает хорошие результаты при прогнозе гроз не по пункту, а по площади. Обычно синоптик утром, получив данные зондирования атмосферы для своей территории (зоны ответственности), строит карту изолиний коэффициента К. Для этого сначала рассчитываются и наносятся на карту значения К, а затем проводятся изолинии через 5 единиц, начиная со значения 20. Затем очаг с максимальным значением этого коэффициента переносится по потоку на 12 часов, и в том районе, где этот очаг окажется, следует указывать грозы. Данный метод получил достаточно

широкое распространение по территории России. Значения коэффициента К целесообразно уточнять для каждого пункта.

Иногда в рассчитанные значения коэффициента К вводится поправка на кривизну приземных изобар. Величину поправки можно взять из таблицы 1.3.

Таблица 1.3 – Величина поправки на кривизну приземных изобар

R, км	> 1000	1000—500	500—250	<250
Zn	0	1,0	1,4	2,0
An	0	-1,0	-1,4	-2,0

Совершенствуя метод Вайтинга, Н.П. Фатеев предложил использовать для прогноза гроз параметр А (формула (1.5)), который полнее учитывает распределение влажности по высотам. По Н.П. Фатееву

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}) \quad (1.5)$$

Если по расчетам получается, что $A \geq 0$, то в прогнозе следует указывать грозу.

Прогноз гроз по методу Фауста.

Прогноз гроз по методу Фауста основан на определении разности (ΔT) между температурой нулевого испарения (T_v) и температурой на уровне 500 гПа (T_{500}). Эта разность определяется по формуле (1.6)

$$\Delta T = T_v - T_{500} \quad (1.6)$$

Иногда в полученное значение ΔT вводят две поправки: поправку на кривизну изобар (как в методе Вайтинга) и поправку на сходямость или расходимость изобар (поправка равна $+1^\circ\text{C}$ при сходямости изобар и -1°C при их расходимости). Сама же величина (T_v), определяется по графику,

представленному на рисунке 1.8, осями которого являются температура воздуха на уровне 850 гПа и средний дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа. Грозы следует указывать в прогнозе в тех случаях, когда $T_v > 0$. На европейской части России оправдываемость наличия гроз по методу Фауста составляет 82%, а их отсутствия – 91%.

Прогноз гроз по методу Г.Д. Решетова. Г.Д. Решетов предложил определять возможность возникновения гроз по трем параметрам, которые сравнительно легко находятся по аэрологической диаграмме. Такими параметрами являются: высота вершин кучево-дождевой облачности (Нв), значение температуры воздуха на этой высоте (Тв) и толщина слоя облака, его верхней части, в которой наблюдаются отрицательные температуры (ΔН). Если наблюдаются благоприятные синоптические условия, к которым Г. Д. Решетов относит наличие фронтальных разделов, особенно холодных фронтов, области вблизи вершины волны, центральной части молодого или развитого циклона, окрестности точки окклюзии, ложбина в теплом секторе циклона, а также малоградиентное поле давления на приземной карте и ложбина или очаг холода на высотах.

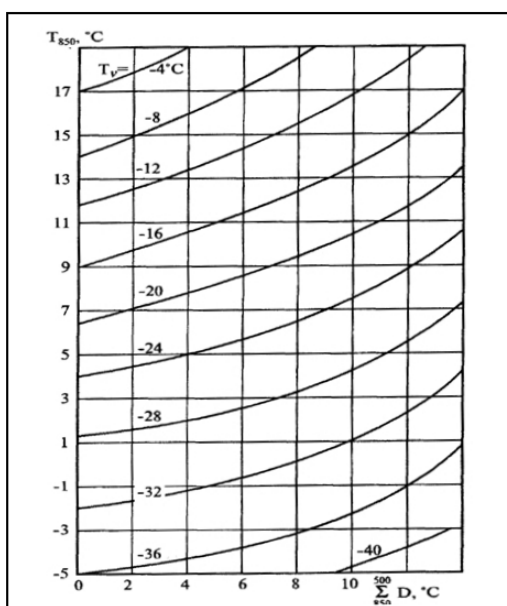


Рисунок 1.8 – График для определения температуры нулевого испарения

Возможность возникновения гроз определяется по графику, представленному на рисунке 1.9. На этом графике по горизонтальной оси откладывается температура ($T_{вг}$), а по вертикальной – величина (ΔH).

Пользование графиком не представляет никаких трудностей, а оправдываемость прогноза составляет около 90%. Кроме перечисленных выше методов прогноза гроз, существует еще великое множество различных методов и методик, которые носят региональный характер. Поэтому мы не будем их рассматривать, а остановимся ниже еще на нескольких методах, получивших достаточно широкое распространение.

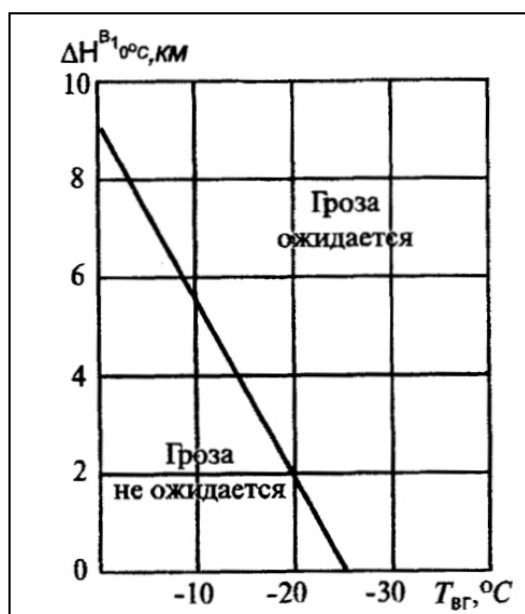


Рисунок 1.9 – График для прогноза гроз по методу Г.Д. Решетова

Прогноз гроз по методу И.А. Славина.

При образовании конвективных облаков поднимающийся насыщенный воздух перемешивается с окружающим более холодным и менее влажным воздухом. Вследствие вовлечения неадиабатическая (близкая к реальной) кривая состояния облачного воздуха не будет совпадать с влажной адиабатой, а будет лежать левее, ближе к кривой стратификации (рис. 1.10)

Пожалуй, И.А. Славина можно считать основоположником неадиабатических методов прогноза гроз. Он, как и многие другие авторы, в качестве «базового уровня» принимает уровень 500 гПа. Если на этом уровне не величина ΔT , а величина ΔT_n , будет больше нуля, то только в этом случае в прогнозах следует указывать грозу. И.А. Славин довел метод до практического применения, создав удобные для пользования таблицы и графики. У этого метода есть недостаток: он старый. И несмотря на то что метод имел широкое распространение по территории России, о нем постепенно забывают.

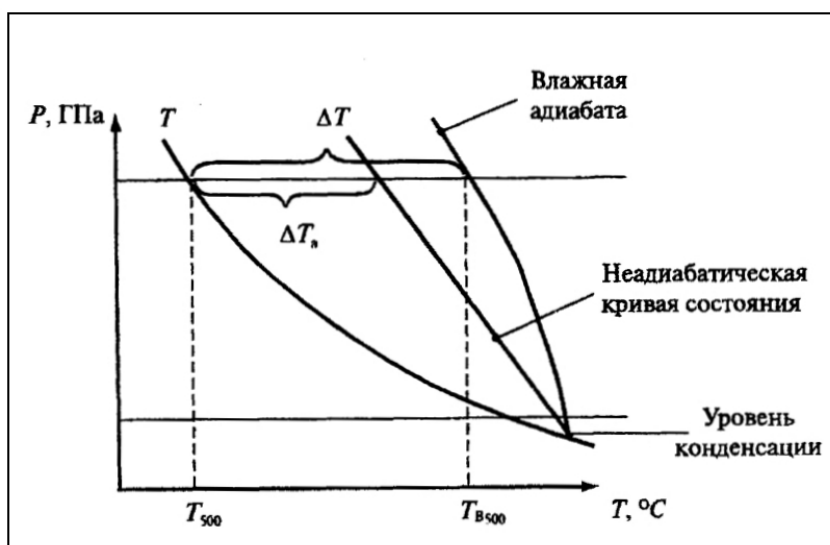


Рисунок 1.10 – К прогнозу гроз по методу И.А. Славина

Метод Кокса, уточненный Л.П. Яковлевой для северо-запада ЕЧР, основан на расчете следующих параметров: индекса устойчивости (ΔT_k), дефицита температуры точки росы на уровне 700 гПа ($T - T_{d700}$, индекса устойчивости S и давления P на уровне конденсации при подъеме частицы с земной поверхности. Величина (ΔT_k) представляет собой разность между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на той же высоте на влажной адиабате, проходящей через температуру смоченного термометра, среднюю в слое от земли до 900 гПа. Индекс устойчивости S определяется как разность между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности земли по значению

потенциальной температуры на поверхности 850 гПа. Прогноз гроз дается по графикам, приведенным на рисунке 1.11.

В прогнозах следует указывать грозу в том случае, если на обоих графиках точка с исходными значениями параметров попадает в область с грозой.

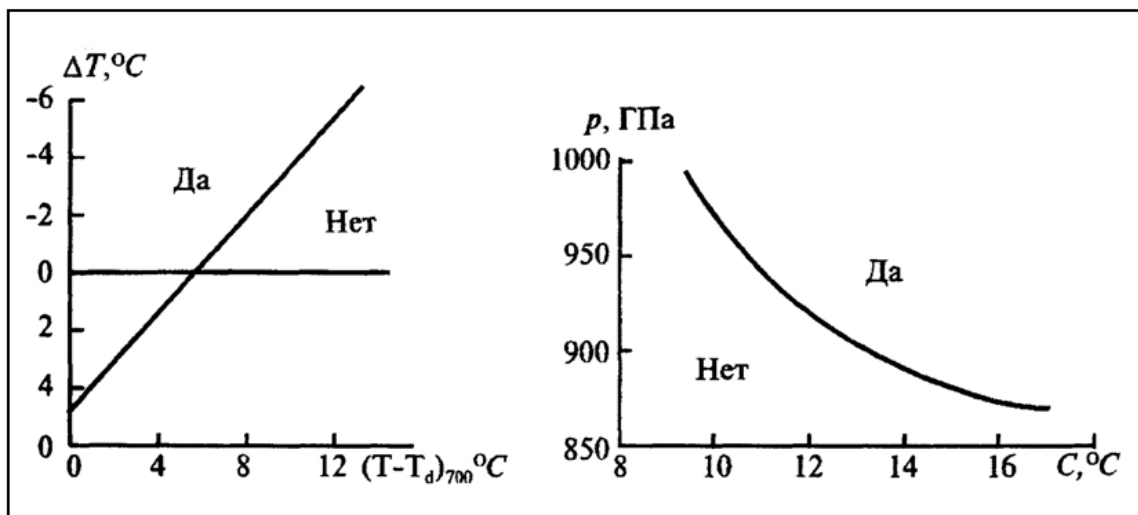


Рисунок 1.11 – Графики для прогноза гроз по методу Кокса

Если же один график указывает на грозу, а второй – нет, то в прогнозе погоды гроза дается только при циклонической кривизне изобар в районе прогноза.

Прогноз гроз по методу Р.А. Ягудина. Прогноз ночных гроз на юге Западной Сибири [31]. Порядок расчета ночных гроз:

1. с учетом адвекции на основных изобарических поверхностях (850, 700, 500 гПа) строятся прогностические кривые стратификации температуры и влажности воздуха для 21 часа в случае однородной массы или на момент прохождения фронта;
2. по аэрологической диаграмме определяются параметры конвекции: перепад температуры на границах слоя 850-700 Па, суммарная удельная влажность в этом же слое, суммарный дефицит точки росы на уровнях

850, 700, 500 гПа индекс неустойчивости на уровне 700 гПа, индекс неустойчивости на 500 гПа, дефицит точки росы на 700 гПа;

3. вероятность грозы определяется по графикам, в которые попарно сведены все перечисленные параметры.

1.2.3 Методы прогноза града

Для прогноза града и размера градин используется ряд графиков. Параметры, необходимые для входа в эти графики, рассчитываются по прогностическим кривым стратификации и состояния атмосферы, построенным на время максимального развития конвекции или на момент прохождения фронта через пункт прогноза [32].

На практике достаточно широкое распространение получил комплексный график Г.Д. Решетова, который позволяет не только спрогнозировать грозу, но и сказать будет или нет наблюдаться град. Этот график представлен на рисунке 1.12.

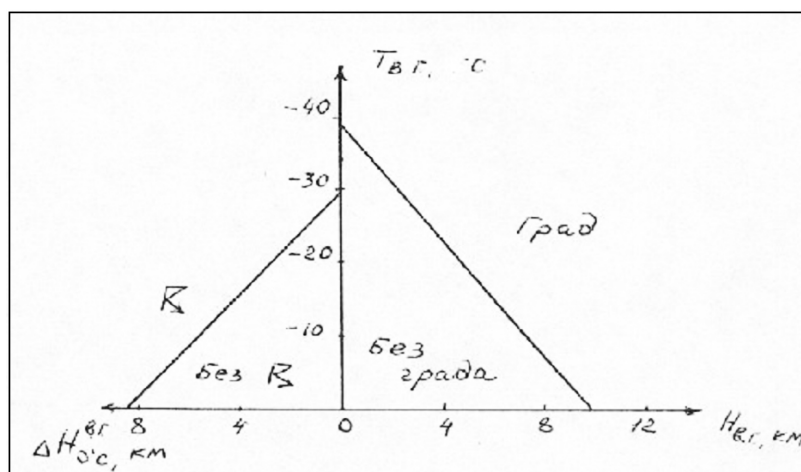


Рисунок 1.12 – Номограмма для прогноза гроз и града по методу Г.Д. Решетова [33]

Определенная максимальная скорость вертикальных токов в облаке «привязывается» к тому уровню, на котором величина ΔT максимальна. Определив по аэрологической диаграмме температуру воздуха на этом уровне ($T_{W_{max}}$), а затем можно определить фазовое состояние осадков в облаке, и уточнить размер градин.

По данным авторов метода оправдываемость прогноза града по приведенной выше методике превышает 90%.

Скорость вертикальных токов в облаке можно определить также по формуле (1.7), предложенной А.А. Васильевым и С.М. Шметером. Эта формула имеет вид:

$$W = 10\sqrt{D \cdot \Delta T} \quad (1.7)$$

где: W – скорость вертикальных токов в облаке, м/с; D – диаметр облака, км; ΔT – перегрев облака (максимальная разность температур на влажной адиабате и на кривой стратификации).

1.2.4 Методы прогноза шквала

Прогноз шквалов разрушительной силы может быть дан лишь весьма предположительно, если в данном районе ожидаются синоптические условия, благоприятные для их развития. К таким условиям относятся [34]:

- большая удельная влажность внутри воздушной массы;
- неустойчивость воздушной массы;
- высокая температура перед холодным фронтом при большом контрасте температур;
- перемещение холодного фронта со скоростью 30-40 км/ч и более и наличие на фронте волновых возмущений;

- расходимость относительно слабых южных или юго-западных потоков в передней части высотной барической ложбины или в тыловой части высотного гребня;
- расходимость изогипс и значительное ослабление ветра в зоне струйного течения (для фронтальных шквалов);
- значительная конвергенция ветра у поверхности земли.

При последних трех условиях обычно вертикальная составляющая скорости $w > 0$, что благоприятствует понижению температуры на высотах и сохранению относительной неустойчивости воздушной массы до больших высот. В результате интенсивные конвективные движения, благоприятные для гроз и шквалов, могут достигать тропопаузы и нижней стратосферы [35].

На рисунке 1.13 приведена карта, характеризующая синоптические условия в период шквала. На картах даны изобары, изогипсы AT_{300} , положение оси струйного течения, характерные значения ветра на уровне AT_{300} и значения температуры в приземном слое, также показана траектория циклона, смещавшегося из района Калининграда в район Курска. В данном случае шквал сопровождался грозами, сильным ливнем и градом, вызвал ряд разрушений.

Перемещение возникших шквалов может быть прослежено с помощью радиолокаторов. Полученные данные используются для штормовых предупреждений о шквалах, к сожалению, с малой заблаговременностью [36].

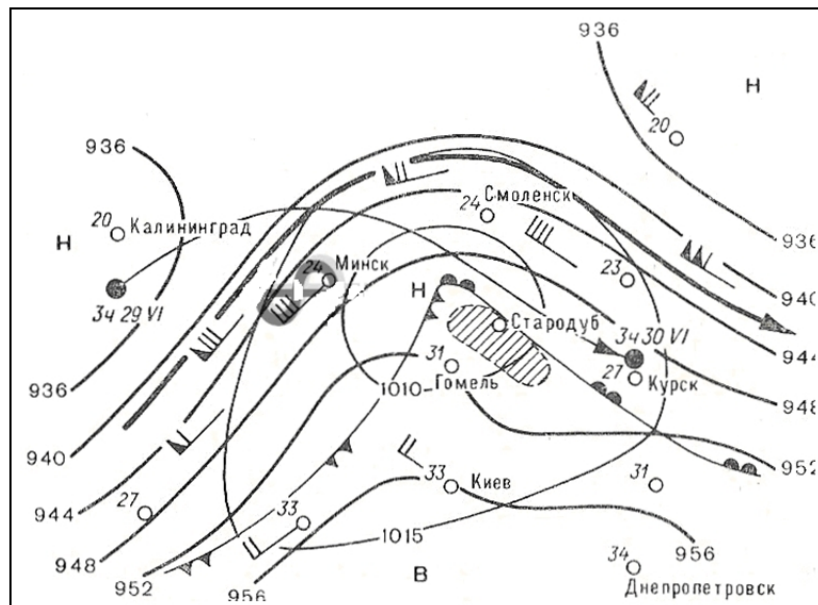


Рисунок 1.13 – Синоптические условия в период шквала в районе Стародуба [15]

В целях прогноза на 3-6 часов сделаны попытки установления связи между ожидаемым понижением температуры при выпадении ливневого дождя и максимальной скоростью ветра при шквале.

В частности, для вычисления $V_{\text{макс}}$ (м/с) может быть применена формула (1.8):

$$V_{\text{макс}} = 5 + 2,5\Delta T, \quad (1.8)$$

где $\Delta T = T_0 - Q_{0w}$; T_0 – ожидаемая температура воздуха в приземном слое перед дождем; Q_{0w} – потенциальная температура смоченного термометра, полученная путем перемещения вдоль влажной адиабаты с уровня на котором температура смоченного термометра равна 0°C , до поверхности земли.

Прогноз шквала по методу Г.Д. Решетова составляется в два этапа: вначале анализируются условия, ожидаемые в период прогноза, и, если эти

условия оказываются благоприятными для возникновения шквала, рассчитываются значения L_1 (или L_2). Шквал в прогнозе указывается при $L_1 > 0$ (или $L_2 > 0$) [37].

С целью учета возможной нелинейности дискриминантных функций дальнейший анализ прогностических связей выполнялся с помощью демаркационных графиков. Лучшие результаты альтернативного прогноза шквалов были получены (на независимом материале) при использовании второй пары предикторов и дополнительно значения средней скорости ветра в слое земля – 500 гПа.

График для альтернативного прогноза шквалов с использованием названных предикторов приведен на рисунке 1.14.

Для прогноза максимальной скорости ветра при шквале этим же автором предложен график, представленный на рисунке 1.15 [24, 35].

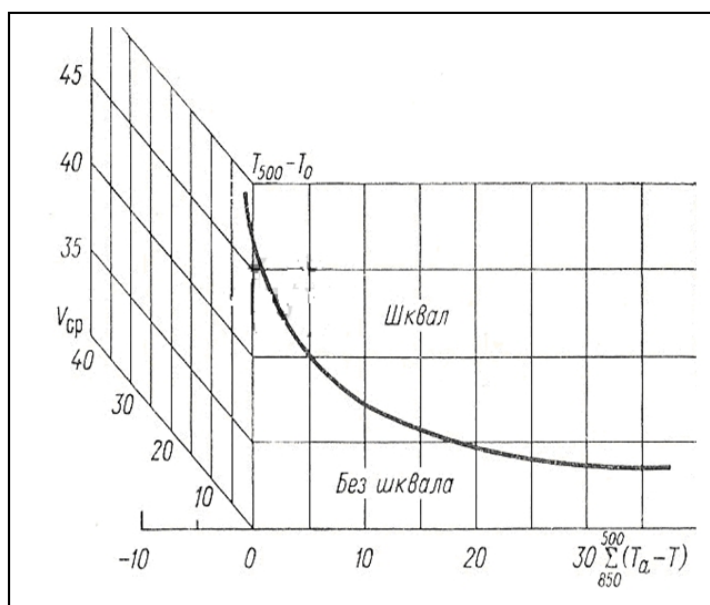


Рисунок 1.14 – График для альтернативного прогноза шквалов

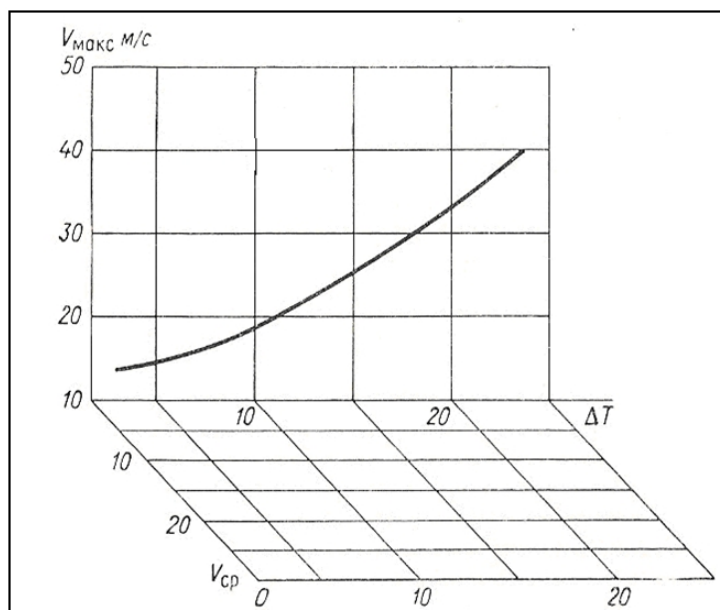


Рисунок 1.15 – График для прогноза максимальной скорости ветра

Возникновение шквала можно прогнозировать, используя график Б.Е. Пескова и А.И. Снитковского (рисунок 1.16). График связывает две характеристики, влияющие на возникновение шквалов: мощность кучево-дождевого облака и сумму скоростей ветра в слое земля – поверхность 500 гПа.

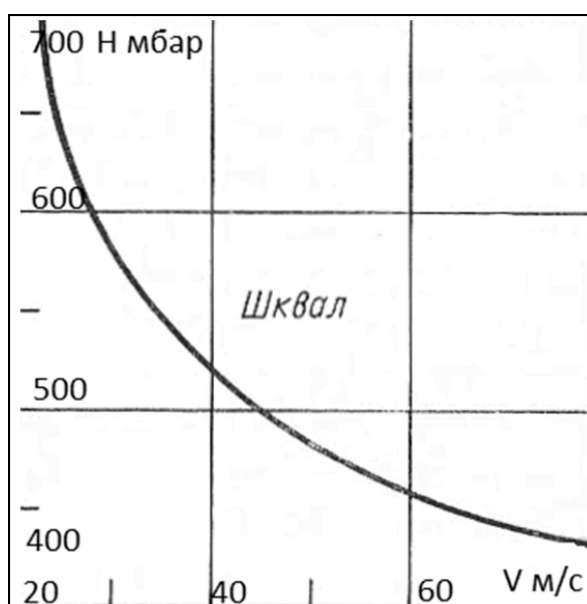


Рисунок 1.16 – Связь между мощностью облака и суммой скоростей ветра

в слое земля – поверхность 500 гПа

Заметно, что чем больше мощность облака, тем меньше может быть сумма скоростей ветра в слое земля – поверхность 500 гПа. При уменьшении же мощности облака для возникновения шквала суммарное значение скоростей ветра в рассматриваемом слое должно возрастать. На границе проведена демаркационная линия, отделяющая область шквалов от области отсутствия шквалов. Например, точка, соответствующая сумме скоростей 50 м/с и мощности облака $\Delta H = 600$ гПа, попадает в область шквалов; при той же сумме скоростей, но при мощности облака 450 гПа точка ляжет вне области шквалов – шквала не будет [24, 35].

Таким образом, зная мощность приближающегося облака или облаков фронтальной системы (например, по радиолокационным данным) и сумму скоростей ветра в слое земля – поверхность 500 гПа (по данным последнего зондирования), можно предсказать факт появления шквала [21].

1.2.5 Порядок составления прогноза смерчей

Можно рекомендовать следующий порядок составления прогноза смерчей [33]:

1. По исходным материалам устанавливается тип воздушной массы и оценивается синоптическая ситуация в районе прогноза. Если они указывают на предстоящее развитие конвекции и определяется возможность развития конвективных явлений, включая образование мезовихрей.

2. В процессе слежения за текущей погодой определяется наличие (отсутствие) сопутствующих смерчам (грозам) погодных условий.

3. С помощью МРЛ производится обнаружение конвективных ячеек наибольшей мощности и линий неустойчивости и слежение за их развитием и перемещением. Заметим, что зарождение мезовихря и его развитие, а, следовательно, и формирование смерча можно обнаружить только радиолокатором с доплеровской приставкой. Однако если вихрь (смерч)

каким-либо образом обнаружен (скажем, визуально), то обычный МРЛ может следить за облаком, с которым этот вихрь связан. Тогда можно заблаговременно предупредить о появлении смерча.

4. Всеми доступными средствами желательно обнаружить линии (зоны) конвергенции. Совмещение полей неустойчивости и зон конвергенции позволит предсказать место возможного появления смерча.

5. По данным слежения за перемещением облака, с которым связан мезовихрь или смерч, средствами прямой линейной экстраполяции составляется прогноз траектории смерча.

Заблаговременность предупреждения о смерче не превышает нескольких десятков минут.

Также рассчитать возможность возникновения смерча, можно по вероятностной модели для Западной Сибири и Южного Урала, разработанной Дробышевым А.Д. [38, 39].

1.3 Основные предикторы, используемые для прогноза опасных конвективных явлений

Анализируя параметры, используемые в методах прогноза опасных явлений погоды, связанных с конвекцией, можно сделать следующие выводы (табл. 1.4).

Таблица 1.4 – Основные предикторы, используемые для прогноза опасных явлений погоды, связанных с конвекцией

	Метод прогноза
--	----------------

Предикторы	Лебедевой	Бейли	Вайтинга	Фаста	Решетова (гроза)	Славина	Коса	Ягудина	Глушковой/Лапчевой
T ₈₅₀			+				+	+	+
T ₇₀₀								+	+
T ₆₀₀							+		
T ₅₀₀			+	+		+	+	+	+
Td ₈₅₀	+	+	+				+	+	+
Td ₇₀₀	+	+	+					+	+
Td ₅₀₀	+	+						+	+
ΔH _{кнс}	+								
H _{конв}	+				+				+
H _{конд}	+								
T _{конв}	+				+				+
ΔH _{ко}	+				+				
T _v							+		
F ₈₅₀								+	
F ₇₀₀								+	+
F ₅₀₀								+	+

1. Наиболее часто встречается предикторы: T₈₅₀, T₇₀₀, T₅₀₀, Td₈₅₀, Td₇₀₀, Td₅₀₀, которые характеризуют температуру окружающей среды и температуру точки росы, на уровнях 850, 700, 500 гПа, °С соответственно, (табл. 1.4).

2. Кроме того используются такие параметры, как толщина конвективно-неустойчивого слоя ($\Delta H_{кнс}$, гПа), уровень конденсации ($H_{конд}$, км), уровень конвекции ($H_{конв}$, км), температура воздуха на уровне конвекции ($T_{конв}$, °C), средняя вертикальная мощность конвективных облаков ($\Delta H_{ко}$, км), вертикальный градиент температуры в слое 850-500 гПа, температура нулевого испарения (T_v), температура на поверхности 600 гПа, влажность воздуха на поверхностях 850, 700, 500 гПа (табл. 1.4).

1.4 Использование термодинамических характеристик атмосферы для прогноза опасных конвективных явлений

В настоящее время в Европе и Америке для прогноза опасных явлений, связанных с конвекцией, широко применяются термодинамические характеристики атмосферы (индексы неустойчивости атмосферы или термодинамические индексы), рассчитанные на основе данных радиозондирования и позволяющие определить соответствие количественных значений индексов той или иной степени развития конвекции [40]. Индексы широко используются в прогностических моделях погоды, например, в негидростатических мезомасштабных моделях MM5, WRF, для прогноза развития грозы, града, шквала и других опасных явлений погоды [7, 8, 40]. Термодинамические индексы характеризуют конвекцию по ряду признаков: по стратификации температуры, по влагосодержанию нижних слоев атмосферы, по ее энергетическому потенциалу и по резким изменениям характеристик ветра с высотой и т.д. При расчете наиболее часто встречающихся индексов в основном используются следующие параметры: T_{850} , T_{700} , T_{500} – температуры воздуха на уровнях 850, 700 и 500 гПа, соответственно; Td_{850} , Td_{700} – температуры точки росы на уровнях 850 и 700 гПа, соответственно; температура поднимающейся частицы и сдвиги ветра между различными уровнями. Отсюда видно, что основными предикторами для методов прогноза гроз, града, шквала и смерча, как и параметрами, используемыми для расчета основных термодинамических

характеристик атмосферы, являются температурно-влажностные характеристики слоя атмосферы до уровня 500 гПа.

2 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ВРЕМЕННОГО И ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ РАЗРЯДОВ МОЛНИИ В ЗЕМЛЮ, КАК ПОКАЗАТЕЛЯ НЕУСТОЙЧИВОСТИ АТМОСФЕРЫ

2.1 Источники информации о грозовой активности

На сегодняшний день к основным источникам информации о грозоопасности территории относятся следующие методы наблюдения: 1 – визуально-слуховые метеорологические наблюдения, дающие информацию о числе дней с грозой в году и суммарной за грозовой сезон продолжительности гроз в часах; 2 – счетчики разрядов молний; 3 – активные радиотехнические методы локации грозовых очагов, основанные на принципе радиолокации; 4 – пассивные радиотехнические системы пеленгации гроз, основанные на регистрации электромагнитного излучения молниевых разрядов, которые включают многопунктовые системы местоопределения молний; 5 – спутниковые наблюдения с помощью различных детекторов, дающие информацию о количестве разрядов молнии.

2.1.1 Визуально-слуховые наблюдения на метеорологических станциях

Визуальные методы наблюдения над грозами являются традиционными и осуществляются наблюдателями метеорологических станций. Грозовая активность, наблюдаемая на метеостанции, характеризуется числом дней с грозой и суммарной продолжительностью гроз. К достоинствам этого метода следует отнести единообразие определения характеристики грозовой деятельности, получаемой с его помощью, на протяжении длительного периода в большинстве стран. К недостаткам метода можно отнести человеческий фактор, в частности различия слуховых, зрительных способностей и возможная

недобросовестность наблюдателей. Кроме того, существуют такие помехи из непосредственного окружения метеостанций, как закрытие близлежащими строениями линии горизонта, наличие сильных световых и звуковых сигналов в ночное время, так как часть станций находится в непосредственной близости от аэропортов и густонаселенных территорий. Число зарегистрированных дней с грозой зависит, несомненно, от радиуса обзора наблюдателя. Величина радиуса обзора варьирует от 6 до 30 км. Следовательно, различия в радиусе обзора для разных станций, зависящие как от субъективной чувствительности наблюдателя, так и от топографического положения станции, можно также считать недостатком визуального метода. Отрицательной чертой данного метода также является довольно редкая сеть метеостанций, особенно на территории нашей страны, которая позволяет лишь приблизительно оценивать грозоопасность территорий. Данные метеостанций о числе дней с грозой на неосвещенные наблюдениями области интерполируются, лишь приближенно учитывая существующую мезо- и микроклиматическую неоднородность пространственного распределения грозовой деятельности [41].

Однако несомненным достоинством визуального метода наблюдений является наличие многолетних рядов данных в большинстве стран, так как основным методом исследований на сегодняшний день остается статистическая обработка длинных, однородных рядов наблюдений, которые являются единственной основой для достоверных выводов о климатических изменениях. Поэтому ряды данных характеристик грозовой деятельности должны удовлетворять требованиям, предъявляемым статистикой к исходному материалу. Прежде всего, ряды должны быть однородными. Следовательно, несмотря на критику визуального метода, после проверки рядов на однородность, данные пригодны для обоснованных выводов о пространственных и временных изменениях грозовой деятельности. Относительно данных метеорологических станций о характеристиках грозовой активности отметим, что в Германии регистрируется только число дней с грозой.

2.1.2 Радиотехнические средства регистрации разрядов молнии

Регистрация разрядов молнии радиотехническими средствами, к которым относятся применяемые несколько десятков лет счетчики молний, типа рекомендованных CIGRE (Международной конференции по большим энергетическим системам). Рекомендовались к применению два счетчика. Фильтр одного из них имеет максимум амплитудно-частотной характеристики в области 10 кГц (CIGRE 10 кГц), а другого в области 500 кГц (CIGRE 500 кГц). Порог срабатывания первого – 6 В/м, второго – 17 В/м. Важнейшими характеристиками любого счетчика молний являются эффективный радиус действия (r) и коэффициент селекции (γ), определяющий долю наземных разрядов в общем числе регистраций счетчика. Однако эти характеристики в значительной степени зависят от места установки прибора, поскольку и эффективный радиус действия и коэффициент селекции зависят от параметров распределения амплитуд токов молнии и от соотношения плотностей облачных и наземных разрядов. Для области умеренных широт средние характеристики счетчиков CIGRE 10 кГц: r – 16 км, γ – 0,93; CIGRE 500 кГц: r – 30 км, γ – 0,8; временное разрешение счетчиков для регистрации разряда составляет 1 с [42]. Инструментальные наблюдения за грозами проводились в ряде пунктов ЕТР, в Восточной Сибири, в некоторых районах Западной Сибири, Азербайджана, Киргизии, Казахстана и Северного Кавказа. Однако надежные данные о результатах непосредственного определения плотности разрядов молнии в землю получены для немногих регионов нашей страны. Например, в Томской области сеть из 6 счетчиков молнии типа СИГРЭ 10 кГц просуществовала 4 года (в течение 2 лет из 10 счетчиков). На сегодняшний день оснащение счетчиками молний всех метеостанций невозможно из-за отсутствия серийного выпуска счетчиков [43, 44].

2.1.3 Активные радиотехнические методы локации грозových очагов

Для наблюдения за развитием и движением конвективных очагов, применяется активная радиолокация, в частности метеорологические радиолокаторы типа МРЛ-2 и МРЛ-5 [45].

Основной принцип работы метеорологического радиолокатора заключается в следующем: электромагнитная энергия излучается в виде кратковременных импульсов большой мощности, следующих один за другим через равные промежутки времени из антенны с высокой направленностью, которая концентрирует излучение в узком пучке. Когда импульс встречает на своем пути соответствующую цель, часть его энергии рассеивается в направлении к приемнику, расположенному обычно рядом с передатчиком и работающему с той же антенной. Принятый сигнал (или радиоэхо) очень слабый по сравнению с посылаемым импульсом, после значительного усиления и детектирования поступает на электронно-лучевую трубку, являющуюся одновременно индикатором амплитуды отраженного сигнала и местоположения источника радиоэха. Временная развертка этой трубки запускается излучаемыми импульсами, следующими с частотой посылки. В промежутке между импульсами приемник остается открытым. Поэтому отраженный сигнал на временной развертке трубки появляется на некотором расстоянии от начала развертки, представляющем промежуток времени, необходимый для прохождения импульсом двойного пути между приемно-передающим устройством и отражающей целью. Положение отражаемого сигнала, таким образом, характеризует удаление цели, а если точно известны угол места и азимута излучаемого антенной сигнала, то можно определить положение цели канала молнии в пространстве [46].

При радиолокационном обнаружении и исследовании облачности, в том числе грозových облаков, на вход приемной антенны радиолокационной станции

поступают сигналы радиоэха, которые обусловлены, главным образом, рассеянием радиоволн гидрометеорами, составляющими облака.

На сети радиолокационного зондирования в России применяется методика Главной Геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова, она позволяет идентифицировать грозы в кучево-дождевых облаках с указанием вероятности их обнаружения в трех градациях (40%, 70%, 90%). Обнаружение гроз основано на наличии устойчивых физико-статистических связей между теми параметрами, которые фиксируются метеорологическими радиолокаторами, и грозами, наблюдаемыми на метеостанциях, расположенных в зоне обзора МРЛ [46, 47].

Существуют автономные и комплексные критерии, указывающие на наличие грозы. Автономным называют такой критерий, который один с достаточно высокой степенью достоверности указывает на наличие определенного явления. На практике выявить опасное явление только с помощью автономного критерия удается редко. Для Томска, например, автономный критерий для распознаваний явлений второй группы не выявлен вовсе. Широкое применение нашел комплексный критерий грозоопасности U , который равен произведению высоты верхней границы радиоэха и величины радиолокационной отражаемости на уровне изотермы -22°C .

На основе многочисленных наблюдений в различных географических районах было найдено, что наиболее вероятное значение U при грозе находятся в пределах от 6 до 25.

К недостаткам такого метода обнаружения гроз можно отнести редкую сеть метеорологических радиолокационных станций, которые расположены в основном около аэропортов. На начало 2000 г. в России эксплуатировались 43 радиолокатора, из них 37 в авиапредприятиях (26 МРЛ-5 и 11 МРЛ-2). В Томске с 1980 г. практикуются регулярные радиолокационные наблюдения: сначала на МРЛ-2, а с 1992 г. – на МРЛ-5 [48, 49].

За рубежом для обнаружения опасных явлений, обусловленных развитием конвекции, широко применяются эффективные доплеровские радиолокаторы

(ДМРЛ). В 1842 г. Кристиан Доплер теоретически обосновал зависимость частоты колебаний, воспринимаемых приемником от скорости и направления движения источника волн и приемника относительно друг друга. Это явление впоследствии было названо его именем. Принцип действия ДМРЛ основан на эффекте Доплера: частота принятого сигнала получает дополнительный сдвиг относительно частоты излучаемых колебаний при перемещении точек приёма и излучения, что позволяет измерять радиальные скорости движения цели относительно радиолокационной станции [22].

В США действует система NEXRAD, состоящая из 159 радаров, в которой автоматизированы все звенья системы – от наблюдений до оповещения потребителей, причем не только заинтересованных организаций, но и населения. Данные посылают Национальному Климатическому Центру Данных (NCDC) для архивирования и распространения.

С 2007 г. Росгидромет так же приступил к установке новой системы слежения за атмосферными явлениями, состоящей из 8 доплеровских радиолокаторов (Новороссийск, Махачкала, Хабаровск, Владивосток, Кострома, Псков, Нижний Новгород, Москва (Внуково)). Предполагается, что она будет информационно совместима с действующими радиолокаторами МРЛ-5 [45-47].

2.1.4 Пассивные радиотехнические системы пеленгации гроз

Методы пассивной локации в последние десятилетия широко используются в многопунктовых системах местоопределения молний [50]. Выделяют два основных вида таких систем: 1) пеленгационные (PCM/DFS), в которых линии положения (прямые на плоскости или геодезические линии – на сфере) определяются значениями пеленгов на излучатель (минимальное число пунктов – не менее двух); 2) разностно-дальномерные системы (РДСМ/ДТОА), в которых линии положения – гиперболы определяются величиной разностей времен прихода сигнала в разнесенные пункты системы (необходимое число

пунктов должно быть не менее трех), а также гибридные системы, использующие линии положения различного типа.

Эти системы используют электромагнитное излучение сильноточных компонент молниевых вспышек – преимущественно обратных ударов облако-земля. Излучение регистрируется в ОНЧ-диапазоне частот и благодаря наличию ионосферы распространяется с относительно малым затуханием на большие расстояния. Использование этого диапазона позволило развернуть системы большого радиуса действия (до нескольких тысяч километров), как пеленгационные (в узкополосном варианте применявшиеся начиная с 30-х годов прошлого века), так и относительно широкополосные РДСМ.

РДСМ характеризуются более высокой (по сравнению с ПСМ) точностью местоопределения молниевых разрядов. Однако РДСМ имеют и серьезные недостатки. Так, для их развертывания необходимо использование не менее трех – четырех пунктов. Современные требования к точности временной синхронизации сигналов в РДСМ (единицы микросекунд и менее) на несколько порядков превышают аналогичные требования, допустимые в ПСМ (единицы миллисекунд). Нередко возникают проблемы, связанные с трудностями идентификации сигналов в разнесенных пунктах и однозначностью привязки к их характерным точкам (особенно в условиях ближней грозы). Все это может приводить к грубым ошибкам местоопределения отдельных молниевых разрядов и существенно снижает эффективность систем подобного типа [45].

Системы местоопределения рассмотренных выше типов получили наибольшее распространение для решения как различных научно-исследовательских, так и прикладных коммерческих задач. Так, в США с конца 70-х годов прошлого столетия в интересах различных потребителей (первоначально в интересах службы охраны лесов от пожаров) было развернуто три сети ПСМ на базе 80 пунктов, оборудованных рамочными пеленгаторами, изготовленными фирмой LLP. В 1982 г. была введена в строй РДСМ LPATS (Lightning positioning and tracking system) во Флориде. Вслед за ней в интересах ВМС была развернута сеть из нескольких РДСМ (58 пунктов) на побережьях

Атлантического и Тихого океанов. В 1988 г. было объявлено о создании под эгидой корпорации Global Atmospheric Inc. (GAI) национальной сети обнаружения молний NLDN [51] в США, объединившей существующие к тому времени ПСМ и РДСМ.

В процессе эксплуатации эта система подвергалась нескольким обновлениям и модификациям, направленным на увеличение точности и эффективности обнаружения [45-47].

В последние годы в системах широко применяются входные модули и алгоритмы типа IMPACT (Improved Accuracy from Combined Technology), реализующие смешанную технологию, в которой используется информация как о разности времен прихода сигналов в два разнесенных пункта регистрации, так и данные о пеленгах на источник излучения.

На территории Германии действует наземная многопунктовая разностно-дальномерная система местоопределения молний (LPATS – Lightning Position And Tracking System), в которой используется метод определения расстояния до грозового разряда по разности времени прихода на разнесенные антенны (метод ТОА – time – of – arrival) [52]. Дополнительно используется новый метод “совмещенной технологии для улучшения точности” (IMPACT – Improved Accuracy from Combined Technology), комбинирующий метод ТОА и пеленгационный – определения азимута местоположения грозового разряда. Ошибка измерений не превышает по азимуту 1° и по времени 1,5 микросекунд. Система состоит из тринадцати приемников, удаленных друг от друга на расстояние от 200 до 300 км (рис. 1.17), соединенных линиями связи с центральным процессором; системы отображения информации и навигационного спутника, с помощью которого происходит синхронизация времени на субмикросекундном уровне. В трёх пунктах (Kiel, Erfur, Karlsruhe) установлены сенсоры IMPACT, в остальных (Bremen, Greifswald, Berlin, Braunschweig, Kassel, Koblenz, Wuezburg, Bayreuth, Freiburg, Muenchen) установлены сенсоры LPATS. Внутри исследуемой территории точность измерений достигает 250 метров и уменьшается на ее границах до 1000 метров.

Эффективность определения наземных молний достигает 85-90%. С помощью системы можно определить координаты точки удара молнии (широта и долгота), полярность и амплитуду тока молнии между облаком и землей. Сила тока оценивается расчётным методом по приходящему сигналу. Система направлена, в основном, на местонахождение наземных молний (типа облако-земля и земля-облако), регистрируется лишь небольшая часть (около 10%) вертикальных разрядов молний внутри облаков.



Рисунок 2.1 – Карта-схема расположения сенсоров молнии LPATS и IMPACT в Германии

Это позволило, не увеличивая общее число пунктов, обслуживающих данную зону контроля, существенно повысить точность местоопределения молний, особенно в зонах наименьшей точности ПСМ. Системы, идентичные вышеупомянутым, развертывались также и в других странах (Канаде, Бразилии, Австралии, в большинстве стран Европы, ряде стран Азии, Японии) [45-47].

В настоящее время интегрируются многочисленные локальные и региональные системы в единые комплексы. Примером может служить североамериканская сеть NALDN [51], включающая около 130 пунктов США и Канады (эксплуатируется фирмой VAISALA) и использующая в качестве

подсистем практически все системы место определения (РДСМ – LPATS, LDAR; РСМ – LLP & IMPACT, SAFIR [53, 54]).

Наличие большого числа пунктов позволяет, в зависимости от текущего развития грозовой активности, выбирать оптимальную конфигурацию пунктов, обеспечивающую точность локации отдельных молниевых разрядов не хуже единиц километров на всей обслуживаемой территории.

В Японии девяти электрическим компаниям принадлежат 10 подсистем (5LLP & 3LLP – IMPACT & 2LPATS), которые с 2000 г. объединены в единую систему из 53 пунктов, и обслуживают территорию всех японских островов и акваторию прилегающих морей.

В последние годы предпринимались попытки, используя достаточно удаленные пункты NALDN, развернуть больше базовую систему для трансокеанической локации гроз на удаленностях до 2-4 тыс. км. Результаты тестирования показали, что не совсем удачная геометрия системы позволила обеспечить точность место определения не лучше 16-32 км, а эффективность обнаружения оказалась более чем на порядок ниже реализуемой в NLDN [45].

Перечисленные выше системы местоопределения ориентируются преимущественно на использование электромагнитного излучения (ЭМИ) сильноточных молниевых разрядов облако-земля. В то же время из многочисленных исследований известно, что доля молниевых вспышек, содержащих разряды облако-земля, для большинства регионов значительно меньше числа вспышек, развивающихся только внутри облака или между облаками. Кроме того, на начальной стадии развития конвективной облачной системы обычно в течение довольно значительного времени, составляющего минуты и десятки минут, вспышки с разрядами облако-земля практически отсутствуют, для отдельных гроз они вообще не возникают в процессе эволюции грозового облака. Поэтому определение разрядов только облако-земля может приводить к значительным ошибкам в определении момента начала грозовой активности, а иногда и к пропуску некоторых гроз. Надежная

оперативная оценка состояния грозовой активности может быть решена только с использованием ЭМИ всех типов молниевых вспышек.

Развитие систем местоопределения, использующих ЭМИ молниевых вспышек в УКВ диапазоне, шло параллельно с развитием ОНЧ систем. В настоящее время известно две основные модификации УКВ-систем местоопределения. Одна из них основана на применении техники разностно-дальномерных измерений в разнесенных пунктах, а другая – на использовании радиоинтерферометрического принципа, позволяющего оценивать угол возвышения и азимут на источник из одного пункта. На базе первого метода на мысе Канавералл в США в начале 80-х была развернута система LDAR (Lightning Detection and Ranging System), обеспечивающая лоцирование в трехкоординатном представлении нескольких тысяч коротких импульсов в пределах каждой молниевой вспышки. Недостатком рассматриваемой системы, ввиду специфики решаемых ею задач, является малый радиус оперативного обслуживания (20-30 км).

Коммерческая версия интерферометрической системы – это SAFIR. В ней радиус действия был увеличен до 250-300 км ценой потери одной из оцениваемых координат (высоты). В настоящее время эта система характеризуется высокой точностью локации импульсных компонент молниевых вспышек и высокой эффективностью обнаружения.

Опыт развертывания и эксплуатации систем местоопределения, основанных на использовании УКВ-диапазона частот, не только подтвердил их высокие точностные характеристики в зоне, но и показал, что они обладают эффективностью обнаружения всех типов молниевых вспышек, на порядок и более превышающей аналогичный параметр систем работающих в НЧ-ОНЧ диапазонах [45-47].

В России на базе Высокогорного геофизического института (г. Нальчик, Кабардино-Балкария) в 2008-2009 гг. было установлено четыре грозорегистратора типа SAFIR, два из которых расположены около Ставрополя и Буденновска, и два – в Нальчике и высокогорье Кабардино-Балкарии [55].

В России системы рассматриваемых типов разрабатывались в интересах Службы специального контроля (ССК) для местоопределения эпицентров ядерных взрывов. Заключительный конверсионный вариант системы называется «Система регистрации молниевых разрядов» (СРМР) (бывшие названия «Ромб» и «Верея») и состоит из радиопеленгаторов, блока АЦП, специализированных ЭВМ и аппаратуры передачи данных. Система развернута в конце 80-х годов в Европейской части СССР и в середине 90-х годов в Азиатской части на базе трёх пунктов, размещенных в зданиях Томской, Красноярской и Иркутской баз службы авиационной охраны лесов [48, 49]. Однако эта система в силу своих особенностей имеет большие расстояния между регистрационными пунктами, что не дает возможности определять координаты электромагнитных импульсов с высокой степенью точности.

2.1.5 Спутниковые наблюдения

Спутниковые наблюдения за разрядами молний проводятся более 30 лет [62-64]. Первые наблюдения проводились NASA в середине 60-х спутником Orbiting Solar Observatory (OSO). В дальнейшем наблюдения за молниями проводились спутниками серии OSO, VELA, в рамках программы Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). В последнее время NASA для слежения за грозовыми разрядами использует спутники с оптическими детекторами (Optical Transient Detector и Lightning Imaging Sensor). Над тропическими районами в пределах широт 30° северной и южной широты с декабря 1997 г. до настоящего времени наблюдения ведутся с помощью сенсора LIS (Lightning Imaging Sensor) [65]. Проект NASA по исследованию молний из космоса с помощью детектора OTD (Optical Transient Detector) действовал с апреля 1995 г. по март 2000 г. Детектор OTD был установлен на полярно-орбитальном спутнике «Microlab-1», который каждые 100 минут облетал землю. Спутник охватывал территорию земного шара между 80° северной и

южной широты. Высота орбиты полета спутника составляла 740 км, площадь наблюдения 1300 на 1300 км², пространственное разрешение 10 км. В настоящем разделе используются данные, полученные с помощью детектора ОТД [66].

2.2 Оценка характеристик плотности разрядов молний в землю, определенных косвенными методами

2.2.1 Материалы и методы

Построение карты пространственного распределения разрядов молний в землю представляется возможным на основе сравнения результатов спутниковых и наземных инструментальных наблюдений над разрядами молнии. Для отработки предлагаемого метода и проверки его на пригодность выбрали территорию Германии, на которой действуют как наземная система местоопределения молний, так и система регистрации из космоса.

Материалом для исследований послужили ежедневные данные о количестве разрядов молнии в землю, полученные наземной многопунктовой системой местоопределения молний LPATS (Lightning Position And Tracking System) и предоставленные компанией Siemens AG (Германия) за период с 1995 г по 1999 г.

В качестве информации о количестве молний, зарегистрированных из космоса, служили ежедневные данные наблюдений спутника «Microlab-1», принадлежавшего NASA и действовавшего в период 1995-1999 гг. [66]. По техническим причинам детектор ОТД вел съемку только в 70% из 460 дней. Поэтому к значениям количества разрядов молнии было необходимо ввести поправку на количество пропущенных дней в регистрации гроз. Для этого, производились вычисления по формуле (2.1):

$$K_{\text{исп}} = K_{\text{нач}} \cdot (1 + n / 92), \quad (2.1)$$

где $K_{исп.}$ – исправленное значение количества разрядов молнии за год; $K_{нач.}$ – начальное значение количества разрядов молнии за год; n – количество пропущенных дней за год; 92 – сумма всех летних дней за год [67].

Таким образом, за 5 лет для территории Германии была собрана информация о молниях, зарегистрированных как из космоса, так и наземной системой грозопеленгации. Для большей территории России информация спутника была единственным способом получения данных о молниях, регистрируемых с помощью технических устройств, а не визуально-слуховым методом.

Для сравнения результатов спутниковых ($N_{спут}$) и наземных ($N_{наз}$) наблюдений над молниями, территория Германии была разбита меридианами и параллелями на ячейки, с шагом в 1° по широте и долготе. Данные о количестве разрядов молний, зарегистрированных из космоса, для каждой ячейки были доступны с официального сайта NASA [66]. Количество разрядов молний, над каждой из трапеций пересчитывалось в плотность разрядов молнии в землю на 1 км^2 за год. Поскольку рельеф Германии чрезвычайно разнообразен, выделенные ячейки были отнесены к трем видам рельефа: равнинный (с высотой не более 300 метров над уровнем моря), горный рельеф (с высотами более 1000 метров над уровнем моря) и возвышенности (от 300 до 1000 м над уровнем моря). Было обнаружено, что для выделенных равнинных участков коэффициент корреляции между $N_{наз}$ и $N_{спут}$ составил 0,93 и значим с вероятностью не менее 95% [68]. В результате, для равнинных территорий было построено линейное уравнение регрессии, позволяющее оценить плотность разрядов молнии в землю по результатам спутниковых наблюдений:

2.2.2 Разработка метода определения плотности разрядов молнии в землю на примере территории Томской области

Для территории Томской области данные сайта NASA [66], содержащие информацию о количестве разрядов молний для каждой из ячеек сетки с интервалом в 1° по широте и долготе, пересчитывались в значения плотности разрядов молний на 1 км^2 за год ($N_{\text{спут}}$). Полученные значения подставлялись в уравнение для оценки пространственного распределения плотности разрядов молний в землю на равнинных территориях Томской области. В результате расчетов были получены значения плотности разрядов молнии в землю для всех ячеек с шагом в 1° и построена оценочная карта-схема плотности разрядов молнии в землю для всей территории Томской области (рис. 2.3).

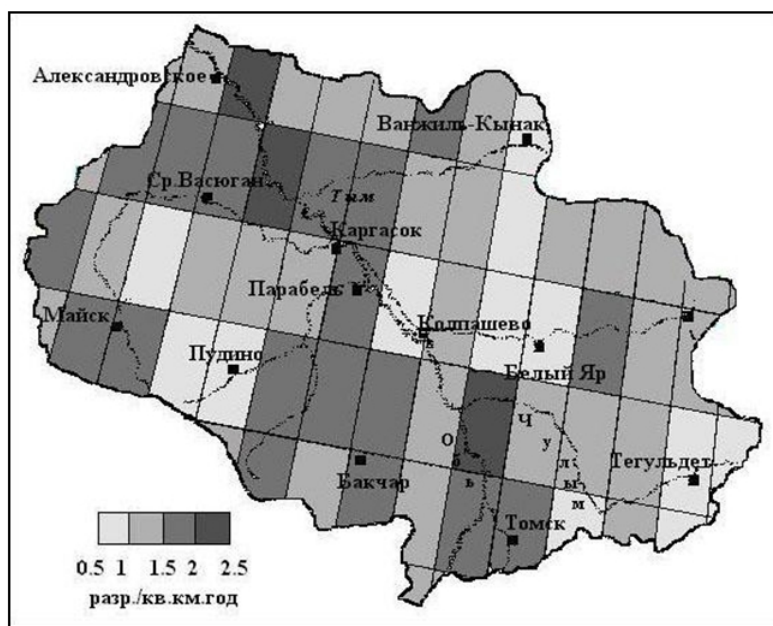


Рисунок 2.3 – Плотность разрядов молнии в землю над Томской областью, оцененная по спутниковым наблюдениям [61]

Для Томской области плотность разрядов молнии в землю изменяется от 0,8 до 2,2 разр./ км^2 год, при среднем значении 1,3. Повышенная плотность разрядов молнии в землю отмечается в двух районах: первый – в междуречье

Оби и Чулыма; второй – в долине реки Обь от п. Александровское на юго-восток. Пониженная плотность отмечается в следующих районах: в окрестностях п. Пудино, между п. Белый Яр и п. Ванжиль-Кынак, а также на юго-восточной окраине Томской области в районе п. Тегульдет.

Полученная карта-схема была сравнена с картой, построенной ранее по результатам инструментальных измерений с помощью счётчиков молний [69, 70]. Заметим, что инструментальные наблюдения над разрядами молнии осуществлялись на 10 метеорологических станциях Томской области в течение грозовых сезонов 1985-1988 гг. Счетчики, регистрирующие молнии в радиусе 10 км от станций, разработаны в НИИ ВН ТПУ и описаны в свидетельстве[44]. Более подробное их описание приводится в первом разделе данной главы. В результате регистрации было получено, что повышенная плотность разрядов молний в землю отмечается вдоль русла реки Обь, а диапазон значений изменялся от 1,6 до 4,2 разр./км² в год [61].

В результате сравнения оказалось, что карта-схема, построенная на основе спутниковой информации, хорошо согласуется и конкретизирует карту, опубликованную в [43]. При этом спутниковая информация о молниях оказалась более подробной, поскольку оценка значений плотности молний производилась для ячеек с шагом 1° по широте и долготе, т.е. в среднем для участков с площадью 6400 км², а карта [43] строилась по результатам регистрации десяти счетчиков, с учетом площади территории Томской области [71] т.е. в среднем по одному счетчику на участок площадью 32000 км².

2.2.3 Определение плотности разрядов молнии в землю для юго-восточной территории Западной Сибири

Разработанный способ определения плотности разрядов молнии в землю на территории умеренных широт Северного полушария подтвержден патентом [72] и применялся для построения карт-схем плотности разрядов молнии для Кемеровской области, Алтайского края и Республики Алтай, а также для южной

части Тюменской области (рис. 2.4). За период с 1995 по 1999 гг. плотность разрядов молнии на территории Кемеровской области распределялась следующим образом: максимальное значение плотности разрядов молний в землю наблюдалось на северо-западе области в районе Анжеро-Судженска и Мариинска; минимальное значение плотности разрядов молнии наблюдалось на юго-востоке области, в районе п. Таштагол. В общем, по территории области значения плотности разрядов уменьшались в направлении с северо-запада на юго-восток.

Для юга Тюменской области значения плотности разрядов молний изменялись от 0,9 до 2,8 разр./км²год. Самые высокие значения плотности разрядов молнии были приурочены к заболоченному северу (в окрестностях населенного пункта Уват – 2,5 разр./км²год), а также к крупным рекам, например, в пункте Вагай, расположенном на реке Иртыш, – 2,8 разр./км²год.

Орография также вносит свой вклад в распределение плотности разрядов молнии. На севере рассматриваемой территории кроме болот располагается возвышенность Тобольский Матвик, которая способствует увеличению грозовой активности.

Самые низкие значения плотности разрядов молнии относились к менее увлажненным территориям, например, район на юго-западе от г. Заводоуковска 1,2 разр./км²год, юго-западная часть области – 1,3, район восточнее п. Большое Сорокино 1,0 разр./км²год. Кроме того, необходимо учитывать близость Казахстана, горячие ветры которого, проникая на территорию Тюменской области, высушивают и без того мало насыщенную влагой подстилающую поверхность, создавая неблагоприятные условия для развития конвективной облачности.

Над территориями Алтайского края и Республики Алтай значения плотности разрядов молнии изменялись от 1,5 до 3,5 разр./км²год. Наибольшая плотность наблюдалась на территории Алтайских гор, на высоте 2000-3000 м над уровнем моря в районе п. Шебалино. А наименьшее значение плотности – на северо-западе исследуемой территории.

В целом, анализируя распределение плотности разрядов молнии в землю для всей южной территории Западной Сибири, можно отметить, что наибольшие значения (3,5 разр/км²год) характерны для южной части территории (Республика Алтай), в то же время довольно высокие значения до 2,8 разр/км²год, зафиксированы и для более северной Тюменской области.

Вышеуказанное подтверждает значительную очаговость грозовой активности, которая обусловлена не только широтой места, но в значительной мере, и местными особенностями рельефа, направлением воздушных потоков, состоянием подстилающей поверхности и другими факторами.

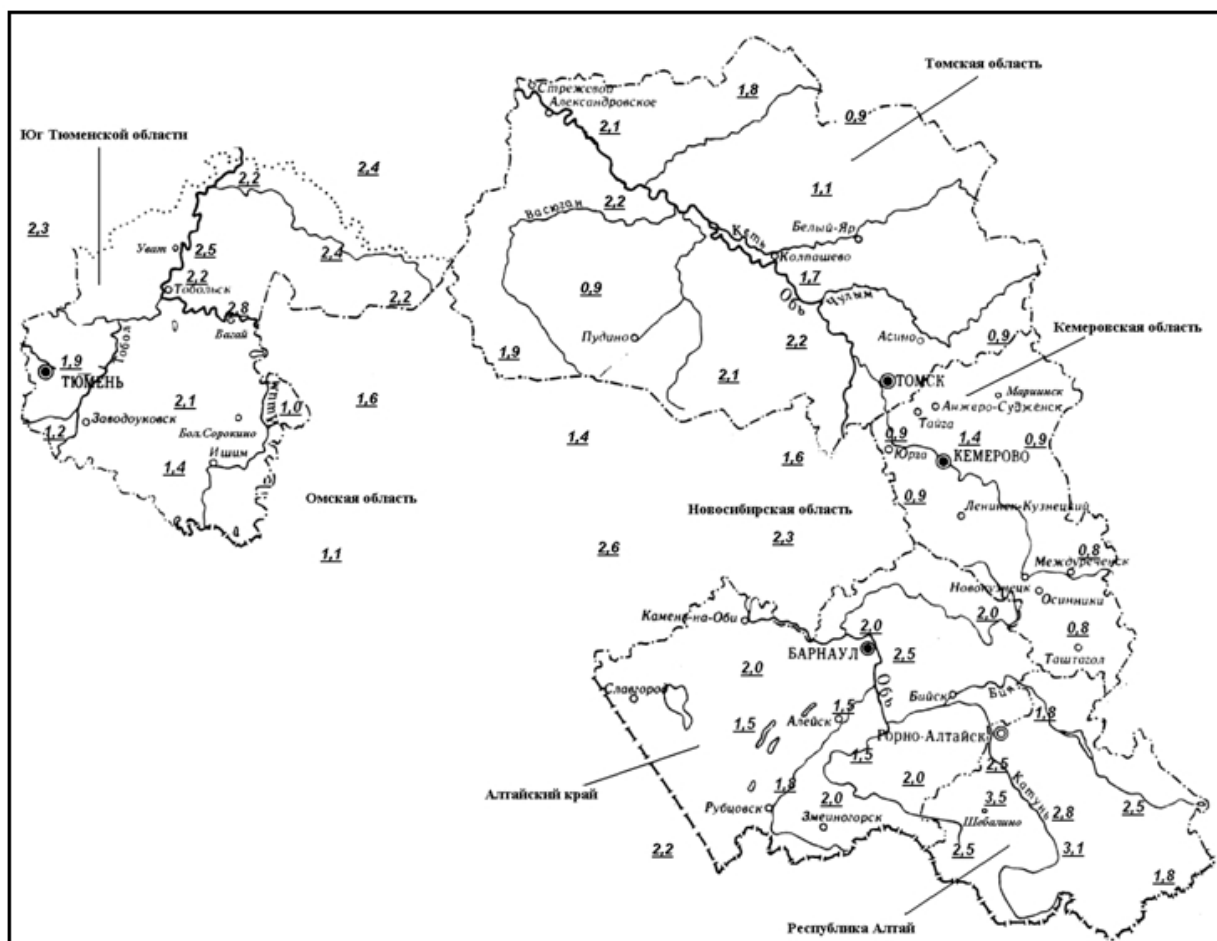


Рисунок 2.4 – Пространственное распределение значений плотности разрядов молнии над территорией Западной Сибири

2.2.4 Оценка максимально возможных значений плотности разрядов молнии в землю на единицу площади в год

Помимо пространственного распределения плотности разрядов молнии в землю потребителей также интересует оценка максимально возможных значений плотности. Такая информация нужна для проведения молниезащитных мероприятий. Приблизительная оценка максимально возможных значений плотности разрядов молнии в землю (N_{\max}) проводилась на примере Томской области, с использованием следующей формулы (2.2):

$$N_{\max} = N_{\text{ср.}} \cdot P_{\text{сум.}}, \quad (2.2)$$

где $N_{\text{ср.}}$ – средняя плотность разрядов молнии в землю; $P_{\text{сум.}}$ – суммарная поправка на годовой и суточный ход.

Определяя поправку на годовой ход, в качестве максимально возможной плотности разрядов молнии в землю было выбрано значение плотности за июль месяц, т.к. в июле среднее годовое количество разрядов молнии было наибольшим (табл. 2.1).

Таблица 2.1 – Средние годовые характеристики спутниковых наблюдений за разрядами молний для Томской области

Период	Количество разрядов молний
июнь	260
июль	760
август	650
летний период	560

В июле количество разрядов молнии на 35% превосходит среднегодовое значение. Следовательно, поправка на годовой ход составляет 1,35.

В суточном ходе максимальные значения количества разрядов молнии в землю, как по спутниковым, так и по данным грозопеленгаторов, отмечаются в 16 часов локального времени. Спутник «MicroLab-1» облетал землю за 100 минут, значит, за одни сутки спутник пролетал над территорией Томской области до 4 раз. За рассмотренный пятилетний период спутник регистрировал молнии, как в дневное, так и в ночное время. Несмотря на дискретный характер наблюдений, отчетливо вырисовывается суточный ход количества разрядов молнии. Для Томской области по данным детектора ОТД максимум во временном ходе наступал в 16 часов локального времени, дополнительно спутник регистрировал вторичный максимум в 18 часов (рис. 2.5). Для Томской области в среднем для каждого часа суток регистрировалось около 350 разрядов. В 16 часов локального времени отмечалось максимальное количество разрядов – около 1800, что в 5 раз больше, чем в среднем для остального времени суток. Следовательно, поправка на суточный ход принималась равной 5.

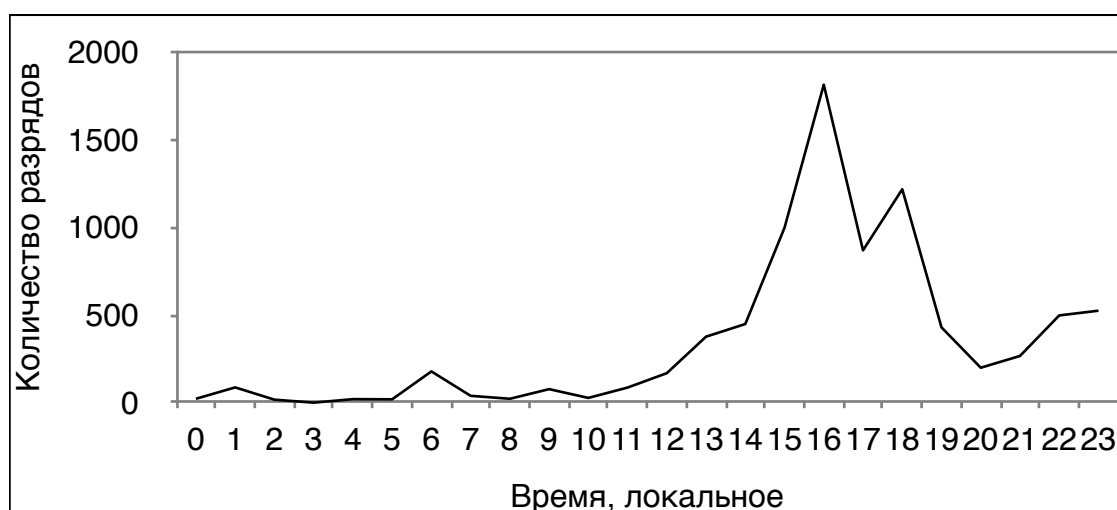


Рисунок 2.5 – Суточный ход количества разрядов молнии, зарегистрированных спутником над территорией Томской области [61]

Учитывая вышесказанное, максимальные значения плотности разрядов молнии в землю можно ожидать около 16 часов в июльский день. Следовательно, $P_{\text{сум}}$ равна произведению поправок на суточный и годовой ход и составляет 6,5 разр./км²год. Таким образом, максимально возможные значения плотности разрядов молнии в землю для Томской области в шесть раз могут превышать средние значения.

2.3 Валидация характеристик грозовой активности, полученных косвенным методом, результатами наблюдений метеорологических станций

Пространственное распределение плотности разрядов молнии в землю, полученное косвенным методом, сравнивалось с картами средних значений числа дней с грозой в году (рис. 2.6) и продолжительности гроз за грозовой сезон на территории Томской области за период 1966-1995 гг. (рис. 2.7).

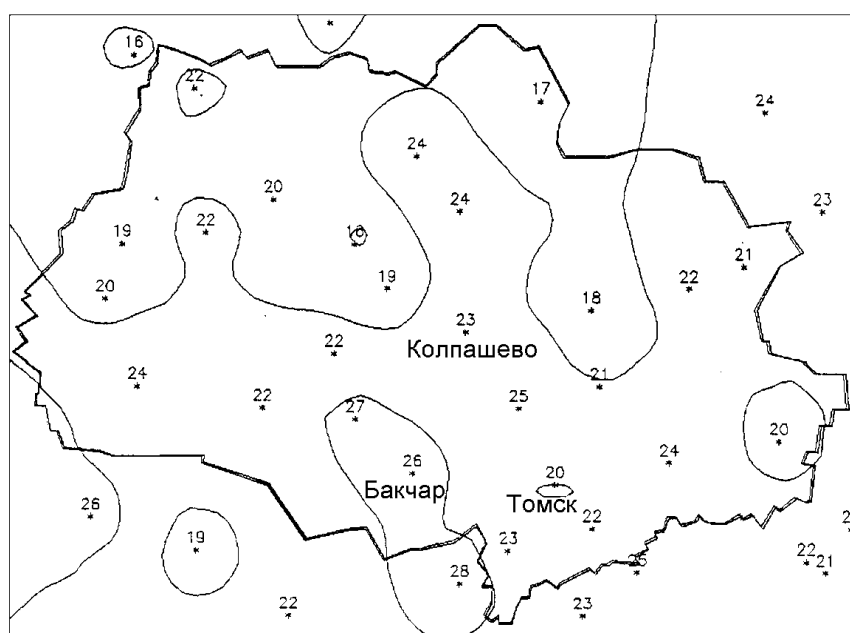


Рисунок 2.6 – Средние значения числа дней с грозой в году на территории Томской области за период 1966-1995 гг. [69]

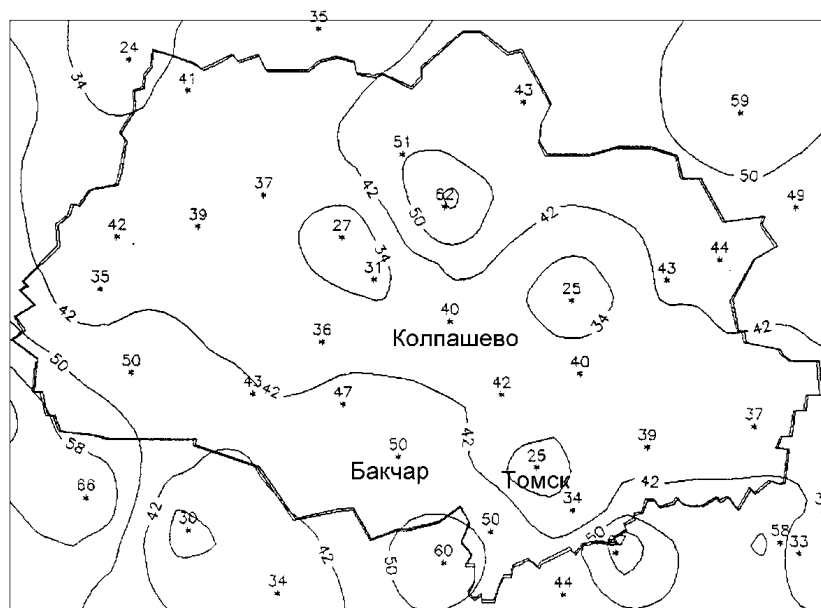


Рисунок 2.7 – Продолжительности гроз за грозовой сезон на территории Томской области за период 1966-1995 гг. [69]

Также проводилось сравнение с картами пространственного распределения числа дней с грозой для Томской области (рис. 2.8) и для территории Западной Сибири.

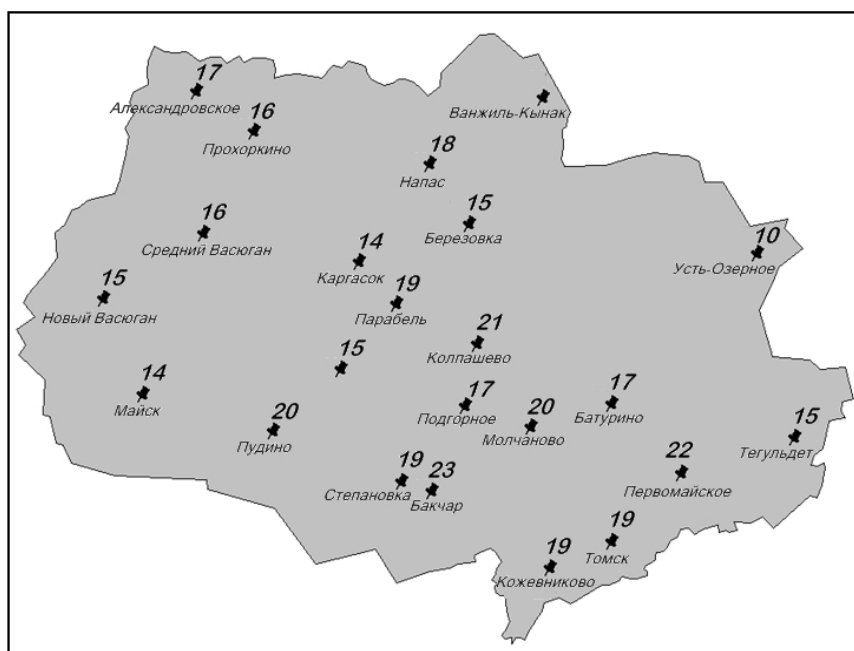


Рисунок 2.8 – Число дней с грозой для территории Томской области за летний период по данным метеостанций. 1986-2011 г.

молниях, с достаточно хорошей точностью можно использовать для оценки пространственного распределения плотности разрядов молнии в землю для территорий, неоснащенных инструментальными измерениями молниевой активности или только приступивших к измерениям.

Кроме того, анализируя информацию о молниях над Западной Сибирью, полученную от разных источников, мы смогли убедиться в существовании значительной мезомасштабной неоднородности такой характеристики, как плотность разрядов молнии. На территории Западной Сибири существуют районы, где плотность разрядов молнии может превышать ее средние значения в 6 раз. Использование таких карт при проектировании молниезащитных мероприятий позволяет уменьшить аварийность линий электропередачи, систем связи, и других хозяйственных объектов.

Обнаруженные закономерности временных и пространственных изменений активности грозовой деятельности могут быть использованы не только в практике молниезащиты, но и в фундаментальных исследованиях процессов формирования и развития грозы, которые и сегодня остаются неизученными проблемами.

3 ФОНОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ ЗА ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ

Термодинамические условия формирования и развития мезомасштабной конвекции в атмосфере в различных физико-географических районах складываются из сочетаний макро-, мезо- и микро циркуляционных режимов. Эта совокупность определяет интенсивность конвекции и ее масштаб, а очаги приземной потенциальной неустойчивости, обусловленные влиянием подстилающей поверхности, определяют район формирования опасных явлений погоды, обусловленных конвекцией. Специфика региона отражается в различиях суточных и сезонных распределений конвективной активности, режимах процессов конденсации и режимах ветра в тропосфере. Именно эти факторы решающим образом влияют на интенсивность облакообразования и на микрофизические и динамические характеристики конвективных облаков [75].

3.1 Термодинамические характеристики атмосферы

В первую очередь это индексы, описывающие латентную нестабильность атмосферы: Showalter index (SHOW) и Lifted index (LIFT). Вторую группу индексов представляют индексы, в которых кроме стратификации температуры, присутствуют характеристики влажности: K index, TOTL index. Третья группа индексов оценивает энергию конвективного потенциала атмосферы (CAPE), а четвертая – совокупность температурно-влажностных и ветровых характеристик (SWEAT). Индекс EQLV оценивает высоту верхней границы, до которой развивается конвекция, LFCT – высоту нижней границы развития конвекции. Значения индексов используются для прогноза конвективных явлений с заблаговременностью 24 часа и более. Использование значений индексов для оценки вероятности развития опасного конвективного явления над конкретной территорией в мезомасштабе невозможно без процедуры параметризации конвекции.

По динамике значений индексов оценивается перспектива развития опасных явлений, обусловленных конвекцией, определяются пределы значений индексов, благоприятствующие развитию того или иного опасного конвективного явления. Попытка перенести конечные результаты зарубежных исследований на наш регион не имела успеха [76, 77], поскольку термодинамические характеристики атмосферы различны.

3.1.1 Индексы, описывающие латентную нестабильность атмосферы

Интенсивность развития конвективных вертикальных движений определяется, в основном, стратификацией температуры воздуха. Например, интенсивные грозы и град формируются в атмосфере с положительной энергией неустойчивости во всём слое облакообразования, когда в средней и верхней тропосфере температурные градиенты существенно превышают величину влажноадиабатического. Эту характеристику состояния атмосферы отражают значения индексов LIFT и SHOW, которые отличаются по высоте уровня, откуда частица начала подъем (°C) [7, 8, 40].

Индекс SHOW (Showalter index) [5] – различие температуры окружающей среды на уровне 500 гПа и частицы, поднимающейся с уровня 850 гПа, °C, как в приведенной ниже формуле (3.1);

$$SHOW = T_{500} - T_{particell2}, \quad (3.1)$$

где: T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа, °C; $T_{particell2}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднявшейся с уровня 850 гПа (°C).

Индекс LIFT [78] или индекс подъема рассчитывается по формуле (3.2) и оценивает степень стабильности, которая измеряется разностью между температурами поднимающейся частицы и окружающей среды на уровне 500 гПа. Он объединяет влажность и вертикальный градиент в одном индексе,

который менее чувствителен к наблюдениям только уровня давления. Однако LIFT оценивает уровень, от которого частица поднимается, и восстанавливает график температуры окружающей среды выше уровня конденсации и ниже уровня 500 гПа, который нельзя рассмотреть детально:

$$LIFT = T_{500} - T_{parcel1} \quad (3.2),$$

где: T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа, °С; $T_{parcel1}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднимающейся с уровня 500 метров над земной поверхностью при среднем давлении, температуре и точке росы, °С.

Величины индекса $LIFT < -9$ являются признаком крайней неустойчивости атмосферы, в интервале от -6 до -9 – характеризуют атмосферу как нестабильную, в интервале $-6 < LIFT < -3$, как умеренно нестабильную, $-3 < LIFT < 0$ – находящуюся на границе с равновесием [40]. Если $LIFT > 0$, то атмосфера считается устойчивой, но при этом надо помнить, что слабая конвекция возможна и при значениях $LIFT$, изменяющихся в интервале от 0 до $+3$. Величины индекса $SHOW$, как характеристики степени неустойчивости атмосферы, пропорциональны значениям $LIFT$, но пороговые значения примерно на 3°C больше. Например, признаком крайней неустойчивости являются значения $SHOW$ меньше -6 .

Несмотря на похожесть индексов, как физических характеристик состояния атмосферы, каждый из них выполняет свою роль при различии синоптических процессов, на фоне которых развивается конвекция. Например, индекс $SHOW$ лучше, чем $LIFT$, отражает нестабильность, возникающую в воздушной массе, расположенной за холодным фронтом, но хуже оценивает внутримассовую неустойчивость.

3.1.2 Комплексные индексы, учитывающие характеристики влажности атмосферы

Степень развития вынужденной конвекции при влажно-неустойчивой стратификации атмосферы, зависит от толщины влажно-неустойчиво стратифицированных слоев. Заметим, что наличие таких слоев является необходимым условием для развития опасных конвективных явлений [36, 79].

Поэтому вторую группу индексов представляют индексы, в которых кроме стратификации температуры, присутствуют характеристики влажности: K index (KIND), Total Totals index (TOTL).

Одним из индексов, оценивающим степень развития конвекции, основанной на вертикальном градиенте температуры и вертикальной протяженности слоев высокой влажности, является индекс KIND (°C), который рассчитывается по формуле (3.3) [80]:

$$KIND = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}), \quad (3.3)$$

где: T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа (°C); T_{850} – температура на уровне 850 гПа (°C); TD_{850} – температура точки росы на уровне 850 гПа (°C); T_{700} – температура на уровне 700 гПа (°C); TD_{700} – температура точки росы, на уровне 700 гПа (°C).

Если индекс KIND принимает значения в интервале 25-30°C, то это указывает на слабо неустойчивое состояние атмосферы. При значениях от 30 до 35°C состоянии атмосферы неустойчивое и высока вероятность ливня, но возможны с невысокой степенью вероятности и грозы [7]. Значения индекса в интервале 35-40°C, свидетельствуют о сильно неустойчивом состоянии атмосферы и наличии потенциала для развития грозы с ливнем, а при значениях индекса больше 40°C атмосфера крайне неустойчива, и грозы с сильным ливнем и градом неизбежны.

Другим индексом, оценивающим не только статическую стабильность атмосферы, но и влажность на уровне 850 гПа (важный фактор для развития

опасных явлений погоды, обусловленных конвекцией) является индекс TOTL (°C) (формула (3.4)) [81]:

$$TOTL = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}), \quad (3.4)$$

где: T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа (°C); T_{850} – температура на уровне 850 гПа (°C); TD_{850} – температура точки росы на уровне 850 гПа (°C).

Но индекс может быть неприемлемым в случае, если уровень конвекции расположен ниже 850 гПа. К тому же конвекция может существовать вопреки высоким значениям TOTL, если наблюдается значительная инверсия в верхних слоях.

Согласно [7], если значения индекса TOTL изменяются в пределах 40-45°C, то состояние атмосферы слабо неустойчивое. При значениях TOTL в интервале 45-50°C атмосфера неустойчива. Если значения TOTL составляют 50-55°C, то состояние атмосферы сильно неустойчивое и вероятность развития грозы высока, при значениях индекса TOTL более 55 атмосфера крайне неустойчива и над территорией вероятны сильные грозы, град.

3.1.3 Индексы, учитывающие значения потенциальной конвективной энергии атмосферы

Величина энергии неустойчивости является неизменным предиктором в прогнозе опасных явлений, связанных с конвекцией. Высокий уровень потенциальной энергии атмосферы является непременным условием того, что поднимающаяся частица достигнет значительно больших высот, чем уровень свободной конвекции. Эту характеристику состояния атмосферы достаточно эффективно отражают индексы CAPE и BRCH [7, 40, 82]. Значения индекса CAPE (Дж/кг) – потенциальная конвективная энергия атмосферы, определяются следующим образом по формуле (3.5) [83]:

$$CAPE = g \int_{LFCT}^{EQLV} \frac{T_p - T_e}{T_e} \cdot dz, \quad (3.5)$$

где: T_p – температура частицы, поднимающейся с уровня 500 метров над земной поверхностью до уровня конденсации сухоадиабатически, выше уровня конденсации влажноадиабатически ($^{\circ}C$); T_e – температура окружающей среды, ($^{\circ}C$); LFCT – уровень свободной конвекции (гПа); EQLV – уровень равновесия (гПа); g – ускорение свободного падения, m/c^2 ; dz – толщина слоя между уровнями LFCT и EQLV.

Высоты верхнего уровня развития конвекции (EQLV) и ее нижняя граница (LFCT) часто используются и как самостоятельные (дополнительные) характеристики мощности конвективно неустойчивого слоя атмосферы. Также в качестве характеристик атмосферы используются значения температуры ($^{\circ}K$) и давления (гПа) на уровне конденсации и называются соответственно LCLT и LCLP.

Считается [40], что атмосфере присуща умеренная неустойчивость, если значения CAPE изменяются в пределах 0-1000 Дж/кг. Если значения CAPE принимают значения в пределах от 1000 до 2000 Дж/кг, то атмосфера неустойчива, значения CAPE в интервале от 2000 до 2500 соответствуют сильно неустойчивой атмосфере (вертикальные скорости при этом составляют около 50 м/с и можно ожидать значительное развитие конвекции и связанных с нею опасных явлений погоды. И только при наличии энергетического потенциала более чем 2500 Дж/кг, атмосферу можно считать крайне неустойчивой и способной порождать крайне опасные явления, сопровождающиеся шквалами.

Индекс (BRCH) кроме потенциальной конвективной энергии атмосферы учитывает также сдвиг ветра. Коэффициент Ричардсона (индекс BRCH) является индикатором вероятности развития не только штормов, связанных с грозами, но и турбулентности в ясном небе. Значения индекса

BRCH рассчитываются по значениям индексов CAPE, отнесенных к величине сдвига ветра на высотах 500 м и 6000 м. Замечено, что конвективные ячейки, с которыми связаны шквалы, развиваются при энергетическом потенциале атмосферы, составляющем, по меньшей мере, 2000 Дж/кг и при наличии вертикального сдвига ветра не меньше, чем 20 м/с в слое атмосферы 2,5-5 км над поверхностью земли. Когда значения индекса BRCH ниже 10, но в наличии существенные вертикальные сдвиги ветра даже при небольших значениях CAPE, этого достаточно, чтобы поддержать конвективные восходящие потоки и способствовать развитию гроз. Значения индекса BRCH от 10 до 45 ассоциируется с развитием обширной конвективной «суперячейки». С суперячейками обычно связаны самые сильные грозы, град, штормовое усиление ветра. Значения индекса $BRCH \geq 50$, при высоких значениях индекса CAPE и относительно небольших значениях вертикального сдвига ветра приводит к тому, что очень вероятно развитие множества конвективных ячеек. Иногда и при значениях индекса $BRCH = 50$, возможно развитие суперячейки. Значения же BRCH намного большие, чем 50 никогда не приводят к генерации суперячейки, а следовательно к опасным явлениям [84].

3.1.4 Энергия задерживающего слоя

Как известно, задерживающий слой – это слой атмосферы, имеющий стратификацию настолько устойчивую, что он задерживает распространение конвекции из нижележащих слоев вверх; динамическая турбулентность в нем также ослаблена. Задерживающими слоями являются слои с температурной инверсией, изотермией или с малыми вертикальными градиентами температуры [21]. Казалось бы, развитие шквала при таких условиях невозможно, однако, замечено [85], что при наличии в атмосфере задерживающих слоев, уменьшающихся в результате быстрого прогрева и увлажнения воздуха, можно ожидать более серьезного развития опасных

конвективных явлений, чем при начальном отсутствии задерживающих слоев в атмосфере исследуемого района. В этом случае образование мощных кучево-дождевых облаков происходит «взрывным» образом и может обеспечить развитие опасных конвективных явлений погоды. Но при наличии мощных задерживающих слоев вероятность развития конвективных явлений невелика. Энергию таких слоев атмосферы, обладающих отрицательной плавучестью характеризует индекс CINS, который оценивают [81 ,86] по формуле (3.6).

$$CINS = g \cdot \int_{ML}^{LFCT} \frac{T_p - T_e}{T_e} \cdot dz, \quad (3.6)$$

Где: T_p – температура частицы, поднимающейся с уровня 500 метров над земной поверхностью до уровня конденсации сухоадиабатически, выше уровня конденсации влажноадиабатически, °С; T_e – температура окружающей среды, °С; LFCT – уровень свободной конвекции, гПа; ML – высота слоя перемешивания, гПа; g – ускорение свободного падения, м/с²; dz – толщина слоя между уровнями LFCT и ML, гПа.

Отрицательная энергия плавучести – это результат подъема частицы, являющейся более прохладной, чем воздух, который окружает эту частицу, и который заставляет частицу ускоряться вниз. Слой воздуха в области с энергией CINS более устойчив, чем слои выше или ниже.

Эта энергия растет в зонах фронтов вследствие натекания тёплого воздуха на нижерасположенный холодный воздух, или в результате орографического подъема, а так же при наличии мезомасштабной конвергенции типа бриза или фена.

3.1.5 Индекс, учитывающий сдвиг ветра

К четвертой группе принадлежит индекс «суровости погоды» (SWEAT – Severe WEATHER Threat index), который оценивает совокупность температурно-влажностных и ветровых характеристик. Индекс SWEAT оценивает вероятность развития неблагоприятных явлений погоды, объединяя несколько параметров в одном индексе: и толщину влажнонеустойчивого слоя, и неустойчивость как следствие стратификации температуры и скорость ветра на уровнях 850 и 500 гПа. Таким образом, это попытка объединить кинематическую и термодинамическую информацию в одном индексе, индекс рассчитывается по формуле (3.7) [81].

$$SWEAT = 12TD_{850} + 20(TOTL - 49) + 2SKT_{850} + SKT_{500} + SHEAR, \quad (3.7)$$

где TD_{850} – температура точки росы на уровне 850 гПа (°C); SKT_{850} – скорость ветра в узлах на уровне 850 гПа, SKT_{500} – скорость ветра в узлах на уровне 500 гПа, $SHEAR$ – сдвиг ветра между уровнями 500 и 850 гПа.

Чем больше значения индекса SWEAT, тем более вероятно развитие опасных явлений погоды, обусловленных конвекцией. Считается [40], что атмосфере присуща слабая неустойчивость, если значения SWEAT изменяются в пределах от 0 до 100. Если значения SWEAT принимают значения в пределах от 100 до 200, то атмосфера неустойчива. Значения индекса SWEAT от 300 до 400 соответствуют сильно неустойчивой атмосфере. Свидетельством крайне неустойчивого состояния атмосферы служат значения SWEAT более 400 единиц.

3.1.6 Основные параметры, используемые при расчете термодинамических характеристик атмосферы

Судя по приведенным в предыдущих пунктах формулам термодинамических характеристик атмосферы, можно выделить основные, наиболее часто встречающиеся, параметры, используемые для их расчета (табл. 3.1). T_{850} , T_{700} , T_{500} – температуры воздуха на уровнях 850, 700 и 500 гПа, соответственно; Td_{850} , Td_{700} – температуры точки росы на уровнях 850 и 700 гПа, соответственно; температуры поднимающейся частицы и окружающей среды на разных уровнях; сдвиги ветра между уровнями 850 и 500 гПа и между уровнями 500 и 6000 м.

Таблица 3.1 – Основные параметры термодинамических характеристик атмосферы

Параметры	Термодинамические характеристики атмосферы							
	SHOW	LIFT	KIND	TOTL	CAPE	BRCH	CINS	SWEAT
T_{500}	+	+	+	+				+
T_{700}			+					
T_{850}			+	+				+
Td_{700}			+					
Td_{850}			+	+				+
T_p	+	+			+	+	+	
T_e					+	+	+	
Сдвиг ветра						+		+

Сопоставляя таблицы 3.1 и 1.4, видно, что основными параметрами, используемыми для расчета индексов, как и основными предикторами методов прогноза гроз, града, шквала и смерча, являются температурно-влажностные характеристики слоя атмосферы до уровня 500 гПа.

3.2 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы

3.2.1 Физико-географическая характеристика исследуемой территории

Западная Сибирь представляет собой территорию, простирающуюся на 2500 км от Северного Ледовитого океана до сухих степей Казахстана и на 1500 км от гор Урала до Енисея. Территория Западной Сибири расположена между 75° и 48° с.ш., 59° и 92° в.д. Около 80% площади Западной Сибири расположено в пределах Западно-Сибирской равнины, которая состоит из двух плоских чашеобразных сильно заболоченных впадин, разделенных повышенными до 175-200 м Сибирскими Увалами.

На юго-востоке Западно-Сибирская равнина, постепенно повышаясь, сменяется предгорьями Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Равнина имеет форму сужающейся к северу трапеции. Общая площадь Западно-Сибирской равнины составляет почти 3 млн. км². Она входит в состав Восточного макро региона наряду с такими районами как Восточносибирский и Дальневосточный. В состав Западносибирского района входят: два автономных округа (Ямало-Ненецкий и Ханты-мансийский), пять областей (Омская, Томская, Кемеровская, Новосибирская, Тюменская), республика Алтай, Алтайский край, Кустанайской, Кокчетавской и Павлодарской областей, а также некоторые восточные районы Свердловской и Челябинской областей и западные районы Красноярского края. Южная часть находится в непосредственной близости от центра зарождения сибирского антициклона. Равнинный рельеф Западной Сибири способствует ярко выраженной зональности в распределении почв и растительного покрова. В пределах страны располагаются постепенно сменяющие одна другую тундровая, лесотундровая, лесоболотная, лесостепная и степная зоны.

3.2.2 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы для юго-восточной территории Западной Сибири

Состояние атмосферы исследовалось за шесть теплых сезонов года (период май-сентябрь) 1985-1986 гг., 1995-1996 гг., 2005-2006 гг. по данным аэрологического зондирования двух станций Западной Сибири: Новосибирск и Александровское. Поскольку зондирование производилось два раза в сутки в 00 и 12 часов по всемирному скоординированному времени, состояние атмосферы анализировалось за эти же сроки. Годы выбраны с таким расчетом, чтобы охватить период, когда конвекция (судя по количеству дней с грозой над исследуемой территорией) была развита слабо (1985-1986 гг.: 20-22 дня с грозой), умеренно (1995-1996 гг.: 25-26 дней с грозой) и сильно (2005-2006 гг.: 30-33 дня с грозой) [76].

Над исследуемой нами территорией значения индекса LIFT весьма умеренные, но претерпевают существенные изменения, как в течение грозового сезона (от месяца к месяцу), так и в течение суток. Например, средние за грозовой сезон значения LIFT имеют тенденцию к уменьшению к вечеру для всех исследуемых станций. В целом, средние месячные значения индекса LIFT над юго-востоком Западной Сибири характеризуют атмосферу как устойчивую (табл. 3.2).

В то же время по южной части региона хотя и достаточно редко, но состояние атмосферы в отдельные дни можно характеризовать как нестабильное даже крайне нестабильное. Чаще всего такие состояния атмосферы наблюдались в июле (табл. 3.3), причем около 70% таких случаев приходится на период 2005-2006 гг. Развитие шквалов над территорией Западной Сибири возможно, даже если по результатам предыдущего зондирования атмосферы значения индекса приходятся на интервал $-1 < LIFT < 1$.

Таблица 3.2 – Статистические характеристики значений индексов, описывающих состояние атмосферы в срок 12:00 ВСВ

Пункт			Месяц
-------	--	--	-------

зондировани я	Индекс	Хар-ка	Май	Июнь	Июль	Август	Сентя брь
Новосибирс к	LIFT ($\sigma = 3$)	средне е	6	3,51	-0,1	1,8	6
		мин.	-2,4	-6,3	-9,2	-6	-2,4
	TOTL ($\sigma = 4$)	средне е	44	44	45	43	44
		макс.	62	53	59	61	63
	KIND ($\sigma = 5$)	средне е	14	19	24	30	16
		макс.	31	49	36	58	35
Александров ское	LIFT ($\sigma =$ 3,5)	средне е	11	5	2	4	9,3
		мин.	-5,3	-6,6	-6,8	-7,3	-3,5
	TOTL ($\sigma =$ 5,2)	средне е	42	42	43	42	41
		макс.	50	55	60	56	60
	KIND ($\sigma =$ 10)	средне е	6	18	21	17	12
		макс.	25	44	47	36	31

В средних значениях индекса TOTL над исследуемой нами территорией нет выраженного суточного хода, они мало меняются от месяца к месяцу (табл. 3.2). Области значений индекса в дни с грозами и без них часто перекрываются. По-видимому, это результат наличия высокой влажности в пограничном слое атмосферы исследуемого региона в течение всего летнего периода. Высокие значения TOTL (когда атмосфера крайне неустойчива) встречаются с одинаковой частотой (1-2 раза в месяц) во все летние месяцы (табл. 3.3).

Таблица 3.3 – Повторяемость значений индексов в обозначенных пределах за шесть летних сезонов над северными и южными районами Западной Сибири

Изменчивость значений индекса	Станция Новосибирск			Станция Александровское		
	Июнь	Июль	Август	Июнь	Июль	Август
LIFT < - 9	1	3	0	0	0	0
LIFT - 9 ÷ - 6	1	6	3	3	3	2
LIFT - 6 ÷ - 3	7	38	21	6	13	5
KIND > 30	34	115	69	25	38	26
KIND ≥ 40	4	2	0	1	1	0
TOTL 45 ÷ 50	102	141	116	43	49	69
TOTL 50 ÷ 55	49	48	69	21	15	19
TOTL 55 ÷ 60	8	11	5	1	0	1
CAPE > 2500	0	1	1	1	0	0
CAPE > 2000	0	0	2	3	1	0
CAPE 1000 ÷ 2000	5	22	12	5	11	3

Число дней, когда атмосфере присуща значительная неустойчивость (TOTL = 50-55 °С) и вероятность развития гроз высока, в среднем совпадает с числом дней, когда гроза действительно над регионом регистрировалась. Шквалы над регионом образуются при значениях индекса TOTL 48-50 °С.

Над юго-востоком Западной Сибири средние за летние месяцы значения индекса KIND изменяются в пределах от 18 до 30 °С и имеют выраженный внутрисуточный и внутрисезонный ход (табл. 3.2). Очень высокие значения индекса встречаются не часто – не более одного раза в год, со значениями KIND > 30 °С - 35-36 раз за лето (табл. 3.3).

В результате исследований изменчивости значений индекса CAPE над территорией Западной Сибири, получено, что значения, как правило, редко превышают уровень 2000 Дж/кг по северу Томской области (в районе станции

Александровское) и 2500 Дж/кг по югу (станция Новосибирск). Средние значения индексов CAPE максимальны в июле, минимальны в мае, высокие значения в августе (рис. 3.1).

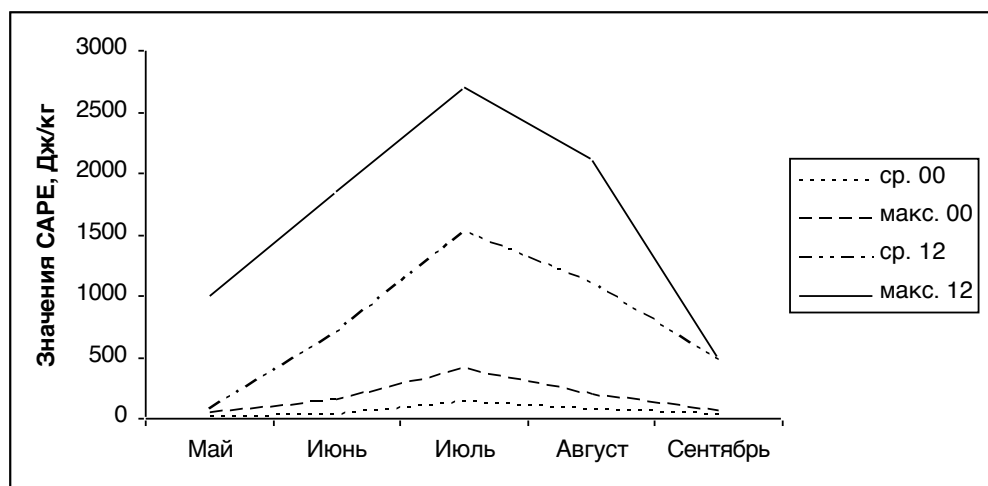


Рисунок 3.1 – Изменчивость средних и максимальных значений потенциальной конвективной энергии атмосферы по данным зондирования аэрологической станции Новосибирск

Ярко выражен суточный ход, особенно в южной части территории, где в послеполуденное время значения превышают утренние в 3 раза и более. Значения CAPE более 1000 Дж/кг регистрировались, в среднем, 2-3 раза в месяц на обеих станциях. Только в июле 2005 г (когда на исследуемой территории наблюдался пик грозовой активности) было отмечено 10 дней со значениями CAPE расположенными в интервале от 1000-2000 Дж/кг. Даже в дни с интенсивными грозами значения индекса CAPE составляют 600-800 Дж/кг. Значения индексов в дни с грозой и без грозы, различаются в северной части территории меньше, чем в южной. Даже развитие шквала возможно при значениях индекса CAPE ≤ 500 Дж/кг.

Значения индекса CAPE превышающие значение 2000 Дж/кг, встречается по северу территории 2-3 раза за 5 лет, по югу 2-3 раза в год (табл. 3.3). При

этом заметим, что аэрологическое зондирование атмосферы в нашем регионе выполняется рано утром (до начала развития конвекции) и вечером, когда конвекция уже ослабевает (в 00 и 12 часов ВСВ). В часы максимально возможного ее развития аэрологическое зондирование над Западной Сибирью не производится. Следовательно, максимально возможные значения конвективного потенциала в нашем регионе по данным аэрологического зондирования оценить сложно.

Согласно полученным значениям индекса BRCH, над юго-восточной территорией Западной Сибири достаточно часто наблюдаются условия, способствующие формированию суперячеек и связанных с ними опасных явлений, например, средние значения индекса во время гроз на севере области составляют 45, на юге 36. Но особенно часто наблюдаются условия, благоприятные для развития турбулентности в атмосфере. В июне и в августе шквалы над исследуемой территорией развиваются при значениях индекса BRCH изменяющихся в интервале 40-50, в июле же могут развиваться и на фоне значений $BRCH \geq 50$.

Согласно полученным результатам, конвективный потенциал атмосферы над юго-востоком Западной Сибири весьма умеренный, однако даже при невысоких значениях индекса CAPE есть условия для развития как отдельных обширных конвективных суперячеек, так и областей со множеством конвективных ячеек и зон повышенной турбулентности.

Таким образом, в данном разделе определены численные значения изменчивости некоторых параметров конвекции в атмосфере исследуемого региона, характеризующие ее по стратификации температуры, по влагосодержанию, энергетическому потенциалу и сдвигам ветра. Повторяемость значений индексов, характеризующих тот или иной параметр конвекции по степени ее развития и возможности образования опасных явлений погоды, связанных с конвекцией существенно отличаются от значений, полученных для других регионов [7, 8].

3.2.3 Фоновые значения термодинамических характеристик атмосферы для территории Западной Сибири

В данном разделе рассматриваются закономерности влияния физико-географических особенностей на конвективный потенциал атмосферы, а также анализ термодинамических характеристик состояния атмосферы по данным аэрологического зондирования атмосферы в одиннадцати пунктах юго-восточной территории Западной Сибири. Координаты станций и высоты над уровнем моря приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Координаты станций и высота над уровнем моря

Станция	Широта места (с.ш.)	Долгота места (в.д.)	Высота станции над уровнем моря (м)
Абакан	53°43'	91°25'	248
Александровское	60°26'	77°54'	48
Altay	51°57'	85°58'	294
Барабинск	55°21'	78°21'	120
Барнаул	53°21'	83°47'	184
Енисейск	58°28'	92°08'	79
Емельяново	56°18'	92°61'	206
Колпашево	58°19'	82°55'	75
Новосибирск	55°02'	82°55'	111
Омск	54°93'	73°40'	90
Тобольск	58°15'	68°25'	50

Термодинамические характеристики состояния атмосферы, полученные на основе данных радиозондирования в следующих пунктах Западной Сибири: Абакан, Александровское, Барабинск, Барнаул, Altay (аэрологическая станция расположена на территории КНР вблизи границы с Республикой Алтай), Енисейск, Емельяново (аэрологическая станция в сорока километрах от

г. Красноярск), Колпашево, Новосибирск, Омск и Тобольск за сроки 00 и 12 часов ВСВ, также рассматривались станции Салехард и Ханты-Мансийск.

По изменениям индексов SHOW и LIFT, описывающих латентную нестабильность, за три летних месяца можно выделить очаги пониженных значений индексов (рис. 3.2), что соответствует наибольшей неустойчивости атмосферы в данных районах. Так в июне наблюдаются лишь очаги с незначительной активностью, которые располагаются на востоке территории от Енисейска на севере до Абакана на юге. В июле возможна неустойчивость атмосферы в районе Барабинска и Новосибирска (наблюдаются минимальные за весь летний период значения 1,4 и 1,6 соответственно). В августе незначительная активность наблюдается на юге и юго-востоке территории в районе Новосибирска и Абакана.

На основе анализа значений индексов SHOW, LIFT (рис. 3.3) и SWEAT (рис. 3.4, 3.5) замечено, что обширный очаг неустойчивости атмосферы расположен в центре исследуемой территории.

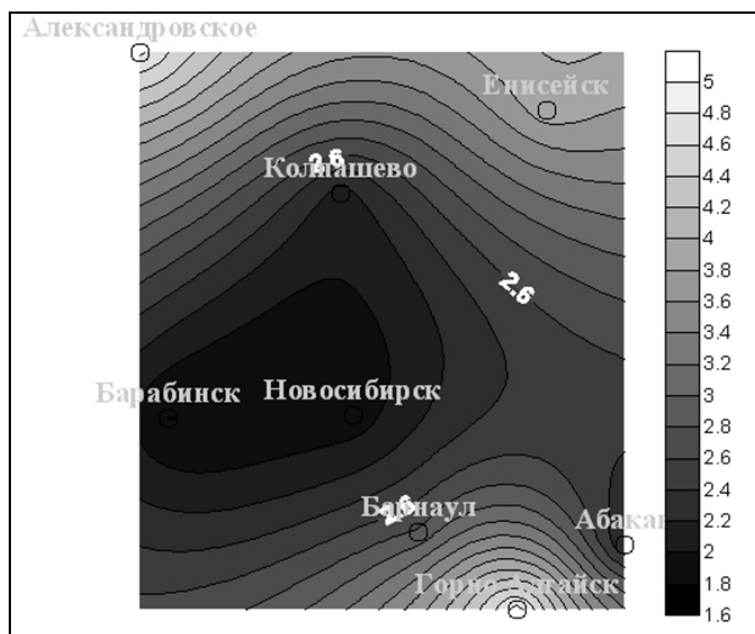


Рисунок 3.2 – Пространственного распределения значений индекса LIFT в июле

Данный очаг сохраняется в течение всех летних месяцев, достигая наибольшего развития в июле. В июне и августе расположение центра основного очага сохраняется, но уменьшается его площадь. При этом наблюдается выделение еще нескольких изолированных очагов неустойчивости на северо-западе по направлению до Тобольска и на северо-востоке до Енисейска.

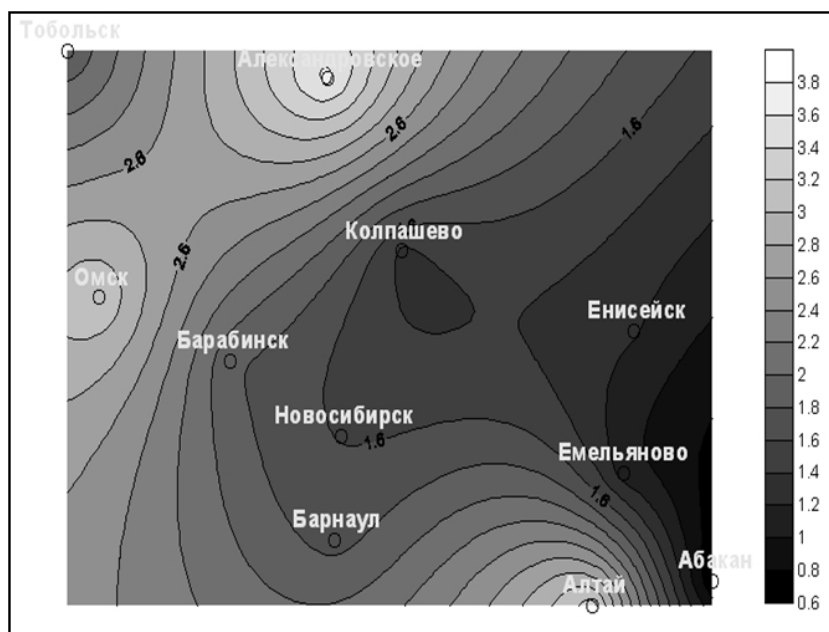


Рисунок 3.3 – Пространственное распределение средних значений индекса LIFT

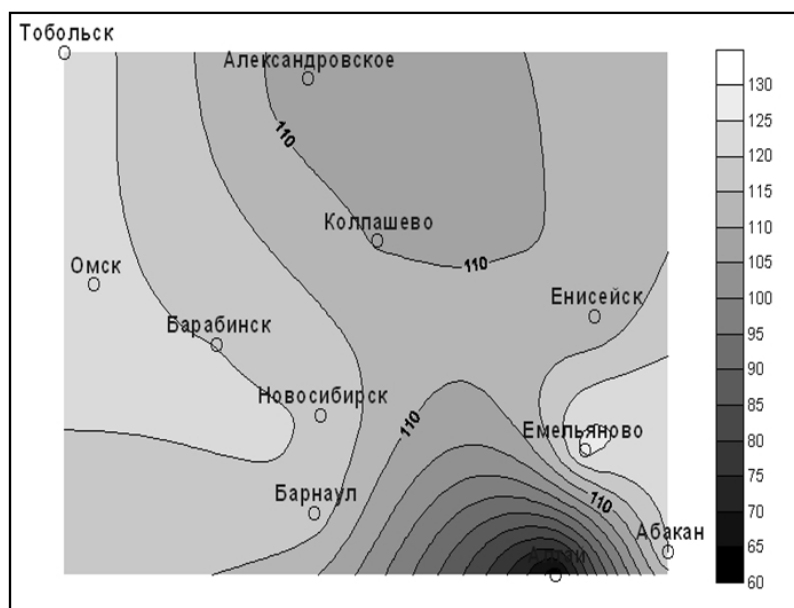


Рисунок 3.4 – Пространственное распределение средних значений индекса SWEAT

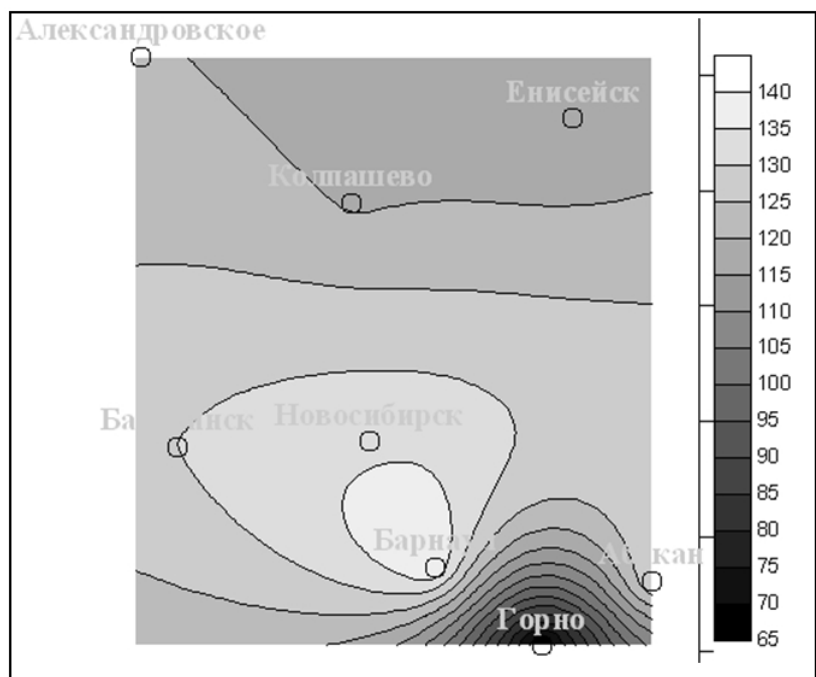


Рисунок 3.5 – Пример пространственного распределения значений индекса SWEAT в июле

Значения индексов характеризующих насыщенность атмосферы влагой (KIND, TOTL) практически не зависят в рамках данного массива ни от географических координат местности, ни от параметров орографии. Анализ их значений позволил обнаружить, что в оба срока всех летних месяцев очаги повышенного влагосодержания во всей толще тропосферы расположены над территориями, занятыми болотами Западной Сибири, которые, играют важную роль в формировании очагов влажной конвекции в атмосфере.

Полученные закономерности в расположении очагов неустойчивости атмосферы могут быть использованы для прогноза локализации опасных явлений, вызванных развитием конвекции. При наличии благоприятных синоптических процессов вероятность развития опасных конвективных явлений над выделенными территориями будет больше, чем над соседними [87, 88].

3.3 Зависимость термодинамических характеристик атмосферы от параметров подстилающей поверхности

Очевидно, что на формирование неустойчивости существенное влияние оказывает состояние подстилающей поверхности: ее орографические особенности и наличие открытых водных поверхностей, как дополнительных источников влаги.

Для решения задачи параметризации конвекции были исследованы корреляционные зависимости между климатическими значениями индексов и физико-географическими характеристиками района зондирования (табл. 3.5). Орография в районе аэрологической станции рассматривалась в радиусах до 100 км. Особое внимание уделялось орографическим особенностям в направлениях ведущих потоков (юго-западных).

Было выявлено:

- Ночью наблюдается более тесная корреляционная зависимость значений индексов от географической широты и орографических

неоднородностей местности. Днем, влияние орографии становится более сложным, поскольку включаются механизмы конвекции, вызванные неравномерностью нагревания в зависимости от угла падения солнечной радиации на тот или иной участок земной поверхности. В соответствии с этим, меняются характеристики влажности в приземном слое атмосферы. Особенно сильно влияние орографии сказывается на высоте нижней и верхней границы развития конвекции (LFCT и EQLV).

- Значения индексов CINS, LFCT и EQLV зависят от высоты станции (коэффициенты корреляции значимы с вероятностью не менее 95%), при этом значения индекса LFCT обнаруживают и широтную зависимость. Последняя зависимость также прослеживается у индекса CAPE. Индексы SHOW и LIFT, описывающие латентную нестабильность зависят от местных (мезомасштабных) особенностей (наблюдаются значимые коэффициенты корреляции с вероятностью не менее 95%).

Таблица 3.5 – Коэффициенты корреляции индексов и характеристик местности

Характеристика аэрологической станции	00 часов			12 часов		
	SW	EQ	LF	SW	EQ	LF
Географическая широта	0,69	0,9	0,7	0,30	0,5	0,5
Высота станции над уровнем моря	0,77	0,9	0,8	0,51	0,7	0,7
Наибольшая высота в направлении	0,79	0,9	0,9	0,57	0,8	0,8
км		2	2		0	3
Наибольшая высота в направлении	0,77	0,9	0,9	0,54	0,7	0,8
направлении		2	2		9	1

4 ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ В ДНИ С ОПАСНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ ПОГОДЫ

4.1 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с опасными явлениями, связанными с конвекцией

4.1.1 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с грозой

Проведен статистический анализ значений характеристик неустойчивости атмосферы в дни с грозой и оценка возможности их использования для составления альтернативных прогнозов развития гроз над юго-восточной территорией Западной Сибири. Были сделаны следующие выводы:

- Индексу CINS в диапазоне $-50 \div 0$ Дж/кг соответствует слабая устойчивость атмосферы, однако наличие задерживающего слоя в дни с грозой наблюдается в два раза чаще, чем его отсутствие, исключение составляет июнь месяц.
- Высота верхней границы конвекции в отдельные дни достигала высот 10-15 км, хотя средние значения высоты составляли в разные месяцы 6-8 км. Причем в районе Барнаула высота верхней границы неустойчивого слоя, несколько выше, чем районе Новосибирска, а самая низкая, как и ожидалось, в северном районе над станцией Колпашево.
- Высота уровня конденсации намного больше зависит от географического положения станции и от месяца, в котором регистрировалась гроза. Наименьшая высота уровня конденсации в районе Колпашево (чуть более 1000 м), наибольшая – в районе Барнаула (иногда достигает высоты 1500 м).
- Значения температуры воздуха на уровне конденсации при грозах в рамках исследуемой территории практически не меняются и составляют в июне и августе около 281 °К, в июле 283-285 °К (табл. 4.1).

- Высота уровня конденсации при грозах на севере расположена чуть ниже 1,5 км (870 гПа), к югу поднимается чуть выше, 820-830 гПа (табл. 4.1).
- Определены пределы изменчивости индексов KIND, TOTL, SWEAT несколько различающиеся в разные месяцы грозового сезона и над разными частями исследуемой территории. В целом состояние атмосферы при наличии гроз на исследуемой территории по данным индексам оценивается как слабо неустойчивое [89]. Следует отметить, широтное распределение значений индексов, увеличение с севера на юг, что, вероятно, так же связано с увеличением высоты станций над уровнем моря (табл. 4.1).

Таблица 4.1 – Средние значения индексов для трех станций в дни с грозой в срок 12 часов ВСВ

Станция	Месяц	SWEAT	CINS	TOTL	KIND	EQLV	LFCT	LCLT	LCLP
<u>Колпашево</u> h=75 м φ=58,31° λ=82,95°	июнь	131	-50	47	24	507	786	281	867
	июль	141	-32	46	26	390	812	285	867
	август	118	-16	46	25	491	849	282	875
<u>Новосибирск</u> h=143 м φ=54,96° λ=82,95°	июнь	145	-25	48	25	483	773	281	822
	июль	157	-46	54	28	371	771	284	829
	август	136	-31	47	26	446	786	281	844
<u>Барнаул</u> h=159 м φ=53,35° λ=83,81°	июнь	166	-53	48	27	430	762	281	833
	июль	142	-61	47	27	341	743	283	819
	август	149	-39	47	26	425	758	281	823

Также замечено, что большинство рассмотренных индексов претерпевают изменения от месяца к месяцу, достигая максимальных значений по модулю в июле. Соответственно, индексы, принимающие

отрицательные значения при неустойчивой атмосфере, например, SHOW и LIFT, в июле имеют минимальные значения (рис. 4.1).

Суточный ход выражен не у всех индексов. Существенные различия средних значений в утренние и вечерние сроки зондирования по местному времени претерпевают индексы LIFT (рис. 4.1), CAPE и CINS (рис. 4.2).

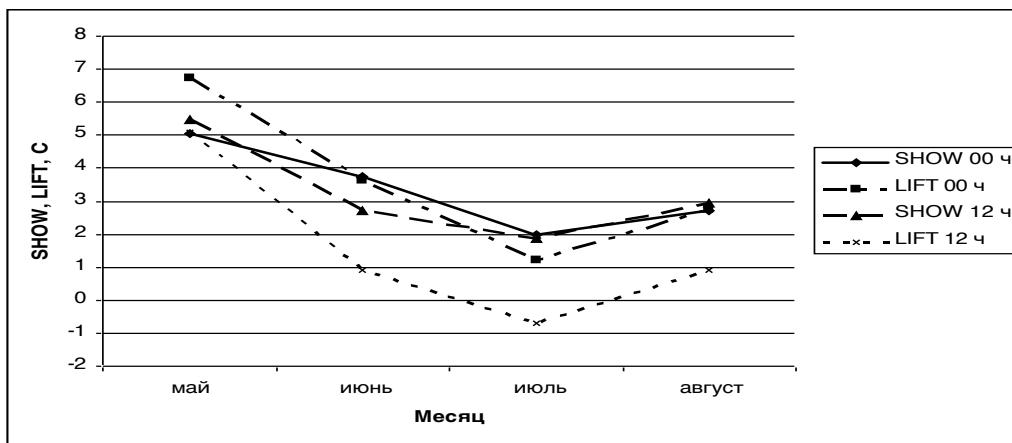


Рисунок 4.1 – Сезонный ход индексов SHOW и LIFT

Средние значения индексов KIND и TOTL не имеют больших различий в оба срока зондирования.

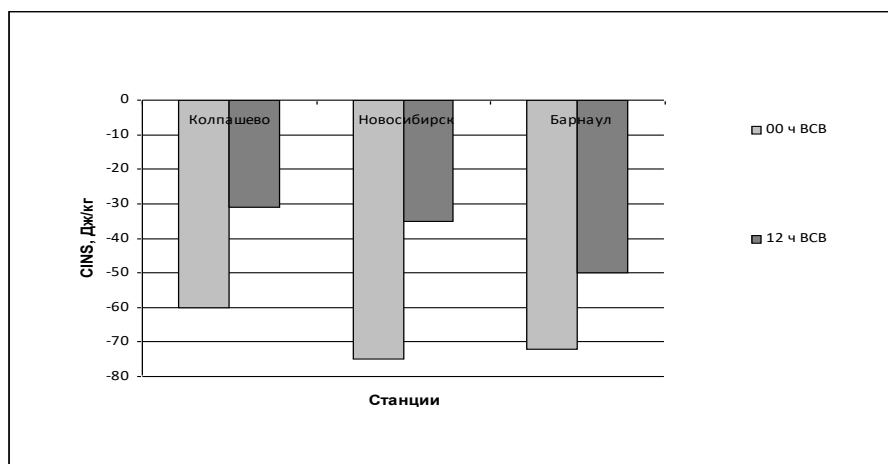


Рисунок 4.2 – Пространственное распределение индекса CINS

В данном разделе проанализированы значения индексов, характеризующих состояние атмосферы по признакам, необходимым для

развития гроз: конвективная неустойчивость, наличие мощного влажного слоя в нижней или средней тропосфере, сильные восходящие движения. Обнаружены различия в значениях индексов в различные месяцы грозового сезона.

4.1.1.1 Сравнение термодинамических характеристик атмосферы в дни с грозой и без грозы

Нами были проанализированы 24 индекса для двух классов – с грозой и без грозы, полученные по двум станциям Колпашево и Новосибирск, и рассчитаны их среднестатистические характеристики. При сравнении которых со значительными различиями были выделены три наиболее информативных для прогноза грозы индекса (табл. 4.2): SHOW, LIFT и SWEAT.

В результате сравнения средних значений наиболее информативных индексов двух станций можно сделать следующие выводы для грозовой атмосферы:

- для обеих станций информативными оказались одни и те же индексы, следовательно, для прогноза гроз над регионом можно пользоваться данными любой станции;
- для прогноза гроз над территорией Томской области предпочтительнее пользоваться данными аэрологической станции Новосибирск, что, по-видимому, связано с направлением ведущего потока для гроз, приходящих на территорию области;
- из таблицы 4.2 видно, что значения индексов SHOW и LIFT по данным станции Новосибирск достаточно хорошо поделились на два класса – с грозой и без грозы, что является хорошим признаком для прогноза наличия грозы по этим индексам;

- пределы среднестатистических значений для большинства приведенных индексов несколько ниже по данным станции Новосибирск по сравнению с данными станции Колпашево;
- разделение на классы (g – гроза, n – без грозы) индексов SHOW, LIFT и SWEAT наглядно представлены графиками статистического распределения (рисунки 4.3-4.5).

Таблица 4.2 – Характеристики индексов в дни с грозой и без грозы по данным зондирования станций Колпашево и Новосибирск

Станция	Индексы	Гроза			Без грозы		
		среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.
Колпашево	SHOW	1,79	-2,33	–	7,48	0,39	–
	LIFT	0,51	-3,65	–	7,31	-0,31	–
	SWEAT	148	–	296	90	–	203
Новосибирск	SHOW	0,73	-2,34	–	7,05	4,7	–
	LIFT	4,04	-9,21	–	3,69	2,3	–
	SWEAT	163	–	300	85	–	108

Из рисунков 4.3 и 4.4 видно насколько хорошо произошло разделение на две группы. На графиках представлены значения средних значений, стандартных ошибок и стандартных отклонений, области которых не перекрываются. Различия в статистических характеристиках индексов, характеризующих состояние атмосферы в дни с грозой и без нее существенны и статистически значимы для каждого из месяцев.

С помощью дискриминантного анализа на основании некоторых признаков (независимых переменных) каждое конкретное состояние атмосферы может быть причислено к одной из двух заданных заранее групп: то есть мы можем оценить, будет ли гроза над территорией Томской области.

Отбор лучших предикторов производился с помощью определения расстояния Махаланобиса и весового коэффициента предикторов.

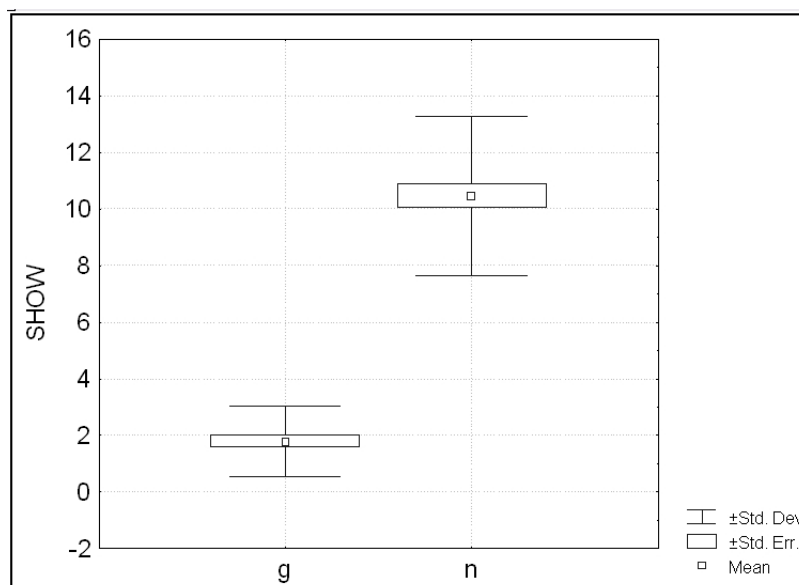


Рисунок 4.3 – Статистическое распределение характеристик индекса SHOW по данным зондирования станции Новосибирск за июнь

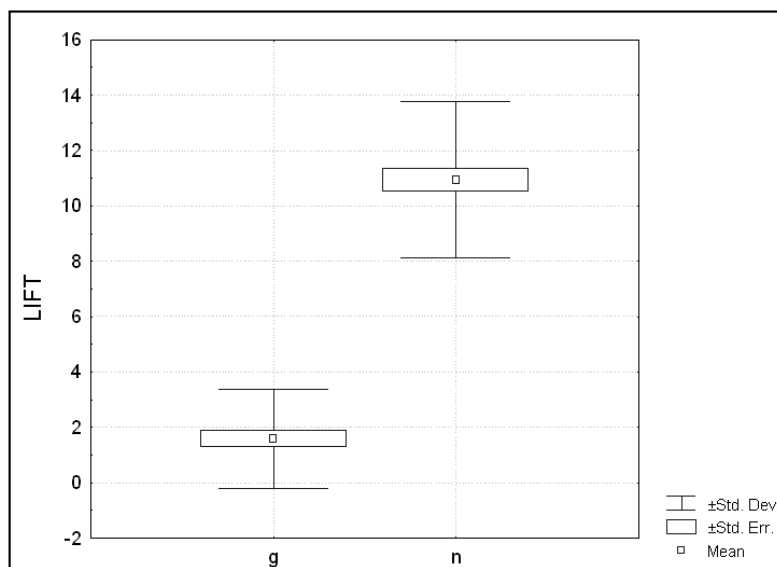


Рисунок 4.4 – Статистическое распределение характеристик индекса LIFT

по данным зондирования станции Новосибирск за июнь

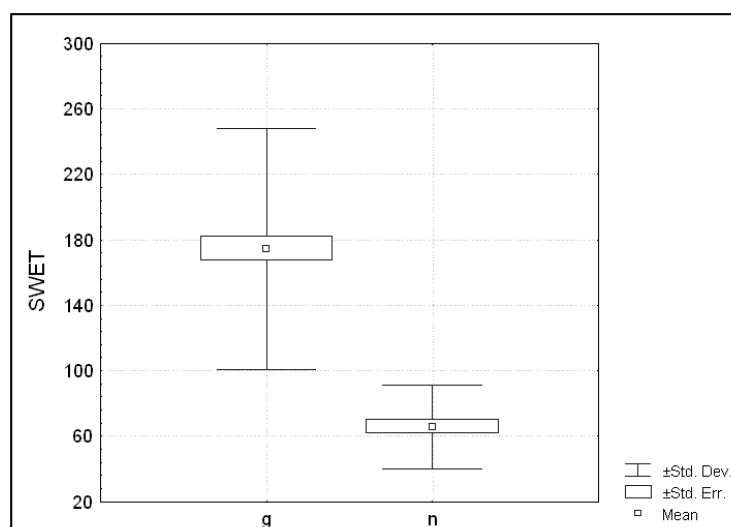


Рисунок 4.5 – Статистическое распределение характеристик индекса SWEAT по данным зондирования станции Новосибирск за июль

К основным преимуществам обобщенного расстояния Махаланобиса следует отнести учет коррелированности признаков между собой [90]. Корреляционная связь признаков между собой значима с вероятностью 95%.

Далее приведены характеристики дискриминантных функций (табл. 4.3-4.5), удовлетворительно разделяющих исследуемый массив на две группы (Вероятность принятия гипотезы о надежности разделения составляет 95%).

Таблица 4.3 – Итоговая таблица дискриминантного функционального анализа для июня

Wilks' Lambda: 0,14853 approx. $F(3,68)=129,94$ $p < 0,0000$

N=72	Wilks' Lambda	Partial Lambda	F-remove	p-level
SHOW	0,152094	0,976575	1,063112	0,205892
LIFT	0,197385	0,752493	22,36627	0,000012

SWEAT	0,187144	0,793671	17,677781	0,000078
-------	----------	----------	-----------	----------

Таблица 4.4 – Итоговая таблица дискриминантного функционального анализа для июля

Wilks' Lambda: 0,26471 approx. F (2,128)=177,78 p<0,0000

N=131	Wilks' Lambda	Partial Lambda	F-remove	p-level
SHOW	0,542665	0,487787	134,4095	0,000000
LIFT	0,284642	0,929958	9,6407	0,002344

Таблица 4.5 – Итоговая таблица дискриминантного функционального анализа для августа

Wilks' Lambda: 0,26016 approx. F (2,45)=63,985 p< 0,0000

N=48	Wilks' Lambda	Partial Lambda	F-remove	p-level
SHOW	0,315237	0,825283	9,526740	0,003460
LIFT	0,309293	0,841145	8,498477	0,005523

В результате сравнения дискриминантных функций для трех месяцев можно сделать следующие выводы:

- approx. F (3,68)=129,94, F (2,128)=177,78, F (2,45)=63,985 – приближенные значение F-статистики, связанной с лямбдой Уилкса; величина критерия F в наших исследованиях говорит о том, что разделение произошло надежно [91];
- $p < 0,0000$ – уровень значимости для F-критерия в нашем случае, для переменных трех месяцев показывает, что разделение произошло с вероятностью 100%;
- в данном случае мощность дискриминации достаточно высокая, в особенности для июня месяца, где значения лямбды Уилкса равно 0,14853. Так как, значения статистики Уилкса, лежащие около 0, говорят о хорошей дискриминации, значения, лежащие около 1 – о плохой дискриминации. Иными словами, если значения лямбда Уилкса близки к

0, то мощность дискриминации (мощность = 1 – вероятность ошибки) близка к 1, если лямбда Уилкса близка к 1, то мощность близка к 0 [92].

На рисунках 4.6-4.8 представлены результаты разделения значения по полученной дискриминантной функции. В левой части взаимозависимость индексов LIFT и SWET в дни с грозой (g), правая часть – в дни без грозы (n).

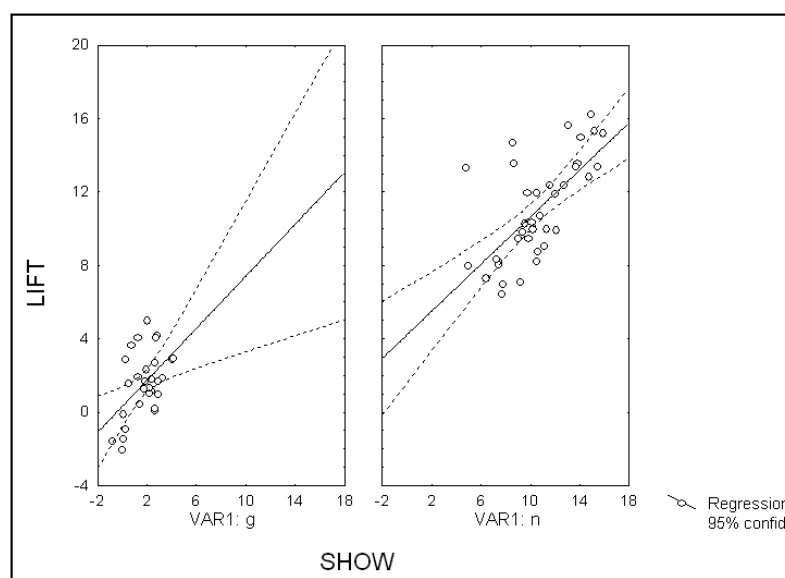


Рисунок 4.6 – Соотношение значений индексов SHOW и LIFT в дни с грозой и без грозы в июне

Оправдываемость такого прогноза в июне месяце составила 80% для случаев с грозой и 82% – для случаев отсутствия грозы.

Возникновение и отсутствие грозы в июле месяце мы можем прогнозировать с вероятностью 92%, что говорит о достаточно высокой оправдываемости.

Оправдываемость прогноза в августе для случаев с грозой составила – 86%, для случаев отсутствия грозы – 87%.

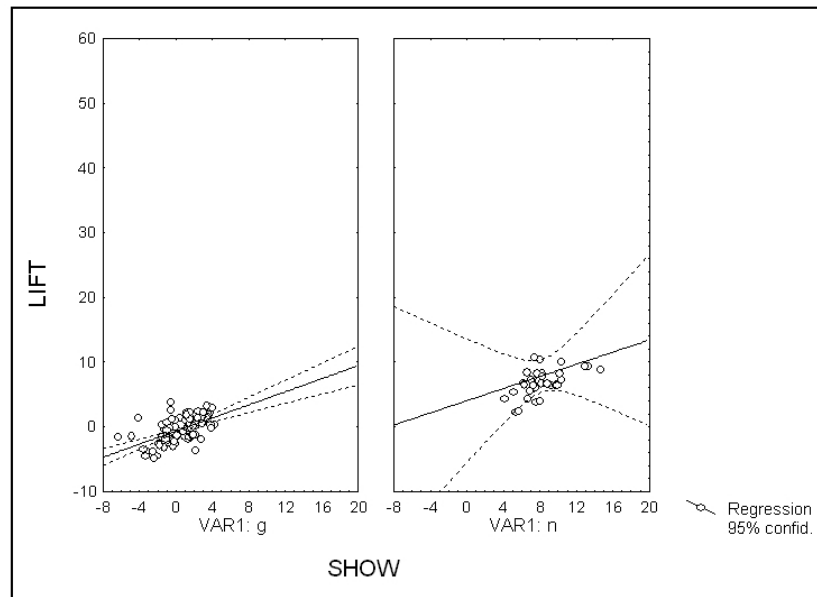


Рисунок 4.7 – Соотношение значений индексов SHOW и LIFT в дни с грозой и без грозы для июля

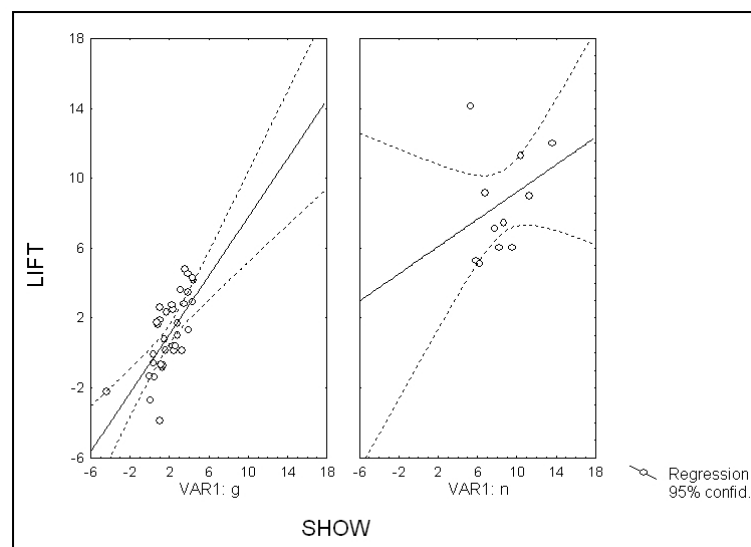


Рисунок 4.8 – Соотношение значений индексов SHOW и LIFT в дни с грозой и без грозы для августа

Таким образом, в результате проведенного дискриминантного анализа для прогноза грозы и ее отсутствия наиболее информативными представляются

индексы SHOW и LIFT. Оправдываемость таких прогнозов для июня, июля и августа по общей выборке составила 81%, 92% и 86% соответственно.

4.1.1.2 Сравнение характеристик конвекции над равниной и горами в дни с грозой

Даже небольшие возвышения подстилающей поверхности приводят к усилению конвекции за счёт вынужденного подъема. Горы создают особенно сложные условия для развития конвекции и почти всегда увеличивают ее повторяемость и интенсивность, а значит и число опасных конвективных явлений над горами значительно больше. В качестве равнинной территории рассматривалась юго-восточная часть Западной Сибири, а в качестве горной территории – Алтай [93].

Анализировались индексы, рассчитываемые по данным аэрологического зондирования станций Новосибирск и Altay (станция расположена на территории КНР вблизи границы с Республикой Алтай) в сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (ВСВ).

Предварительно рассчитываются пороговые значения индексов, характеризующие атмосферу по степени развития конвекции, и, следовательно, вероятности образования того или иного конвективного явления.

Для ряда равнинных территорий юго-востока Западной Сибири пределы изменчивости индексов, характеризующие конвективный потенциал атмосферы определены [89], поэтому особый интерес представляют аналогичные исследования для горной территории. На рисунке 4.9 представлены интегральные функции распределения KIND при грозах, зарегистрированных над равнинной территорией юго-восточной части Западной Сибири и над горной территорией Алтая. Разница по абсолютной высоте между рассматриваемыми станциями составляет около 600 метров.

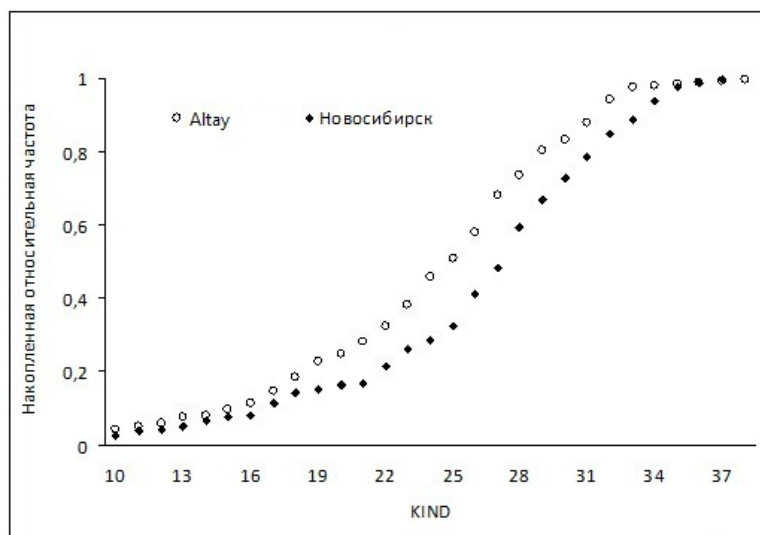


Рисунок 4.9 – Кумулятивные кривые значений KIND в дни с грозой для двух станций

В результате обработки данных были сделаны следующие выводы. Во-первых, роль орографии (вынужденного подъема воздуха) отчетливо проявляется при сравнении значений индексов LIFT. Разница в температуре окружающей среды и поднимающейся частицы (в слое от 0,5 до 5,5 км) над Алтаем может быть на 1-2° меньше, чем над Западной Сибирью, при одних и тех же значениях интегральной вероятности события (Рис. 4.10), что не противоречит картине пространственного распределения гроз, поскольку меньшие значения индекса LIFT соответствуют большей неустойчивости атмосферы.

Во-вторых, для индекса SHOW, описывающего разницу температур поднимающейся частицы и окружающей среды в слое от 1,5 до 5,5 км, пороговые значения величин над горной и равнинной территориями практически не отличаются. Следовательно, и вероятность грозы над этими территориями с помощью индекса SHOW определяется с меньшей точностью. Кроме того, можно сделать вывод, что орография Алтая усиливает конвекцию только до высоты границы приземного слоя, выше это влияние практически не заметно.

В-третьих, по сравнению с равнинной частью над горным Алтаем грозы образуются при меньших значениях индекса KIND, характеризующего не только температуру слоя атмосферы от 1,5 до 5,5 км, но и влажностные характеристики слоя от 1,5 до 3 км. Чем больше дефицит точки росы в этом слое, тем больше значение индекса KIND, возможно, влияние влажности компенсируется вынужденным подъемом. Также стоит учитывать различие по широте между станциями, которое составляет около 780 км.

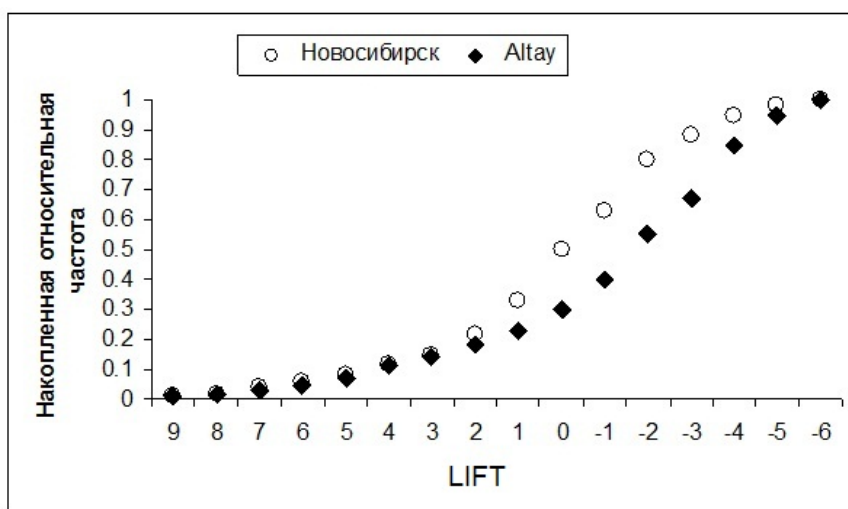


Рисунок 4.10 – Кумулятивные кривые значений индекса LIFT в дни с грозой для двух станций

В-четвертых, значения индексов TOTL различаются не столь значительно, есть разница только в области высоких значений. Тем не менее, над горами грозы развиваются при меньших значениях индекса TOTL, характеризующего температуру и влажность слоя атмосферы от 1,5 до 5,5 км.

В целом замечено, что наиболее существенные различия в состоянии атмосферы наблюдаются в слое от поверхности земли до 3 км. Этот слой характеризуют индексы LIFT и KIND.

4.1.1.3 Сравнение результатов анализа характеристик конвекции и распределения молниевой активности на территории Западной Сибири

При анализе наблюдений молниевой активности, а также термодинамических характеристик атмосферы были построены карты пространственно-временного распределения плотности разрядов молнии в землю на единицу площади в единицу времени для юго-восточной территории Западной Сибири, а также выявлены устойчивые очаги повышенной грозовой активности.

Согласно рисунку 4.11, данные наблюдений молниевой активности хорошо согласуются с термодинамическими характеристиками атмосферы.

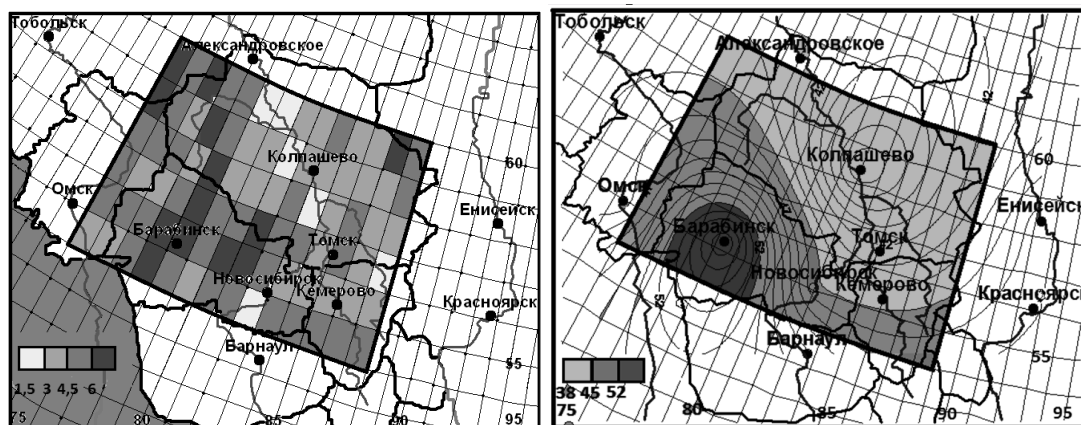


Рисунок 4.11 – Средняя плотность разрядов молнии на территории Западной Сибири, разряд/(км² год) (слева); средние значения индекса TOTL, °C(справа)

Наибольшая плотность гроз (более 4,5 разряд/(км² год)) наблюдается на юго-западе территории в районе Новосибирска и Барабинска, что хорошо согласуется с распределением неустойчивости атмосферы, так как именно этому очагу грозовой активности соответствует наибольшие значения индекса TOTL. Другой очаг повышенных значений плотности гроз располагается на северо-западе данной области. Также было выявлено, что спутник MicroLab-1 позволяет получать профили температурно-влажностных

характеристик атмосферы в слое 1,5–5,5 км, согласующиеся с развитием конвекции с вероятностью более 99% (коэффициент Спирмена равен 0,37). Это имеет важное практическое значение, так как в этом слое наблюдается конвекция.

4.1.2 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с градом

Средние значения индексов различается от месяца к месяцу [18, 24]. В дни с градом средние и максимальные значение индексов LIFT, CAPE и TOTL в июле, существенно превышают значения индексов в июне и августе. В дни с градом значения индекса TOTL по югу территории в июле составляет 57, а в июне и августе по северу – 54 и 53 соответственно (табл. 4.6).

Таблица 4.6 – Статистические характеристики значений индексов описывающих состояние атмосферы в срок 12:00 ВСВ

Пункт зондирования	Индекс		Град			Без града		
			июнь	июль	август	июнь	июль	август
Колпашево	LIFT	среднее	1,5	0,6	2	10	7,5	6,5
		мин.	-2,3	-5,5	0,3	-3,3	-5,6	-0,4
	CAPE	среднее	112	366	32	51	53	50
		макс.	501	1600	67	382	408	379
	TOTL	среднее	50	45	45	42	40	41
		макс.	53	53	48	50	55	49
Новосибирск	LIFT	среднее	-1,0	-1,5	-1,4	1,0	-0,8	0,5
		мин.	-5,7	-6,0	-3	-5,8	-4,9	-2,4
	CAPE	среднее	506	543	33	55	53	50
		макс.	1970	1930	782	416	526	274

TOTL	среднее	47	49	51	45	47	48
	макс.	54	57	53	55	53	53

Пространственное распределение термодинамических характеристик состояния атмосферы имеет существенные различия. В дни с градом значения индекса CAPE по югу территории составляют – 1930, а по северу – 1600. Значения индекса LIFT по югу территории составляют -6, а по северу – -5,5 (табл. 4.6). Следовательно, конвективный потенциал атмосферы в дни с градом на станции Новосибирск, превышает значения конвективного потенциала станции Колпашево.

Для всех рассмотренных термодинамических характеристик атмосферы LIFT, CAPE и TOTL был проведен статистический анализ, однако области стандартных отклонений в дни с градом и без града не пересекаются только для индекса LIFT (рис. 4.12), следовательно, эта характеристика является перспективной для создания альтернативных прогнозов града над исследуемой территорией.

Термодинамические характеристики состояния атмосферы южной и северной частей исследуемой территории имеют существенные различия, конвективный потенциал атмосферы в дни с градом на станции Новосибирск, превышает значения конвективного потенциала станции Колпашево.

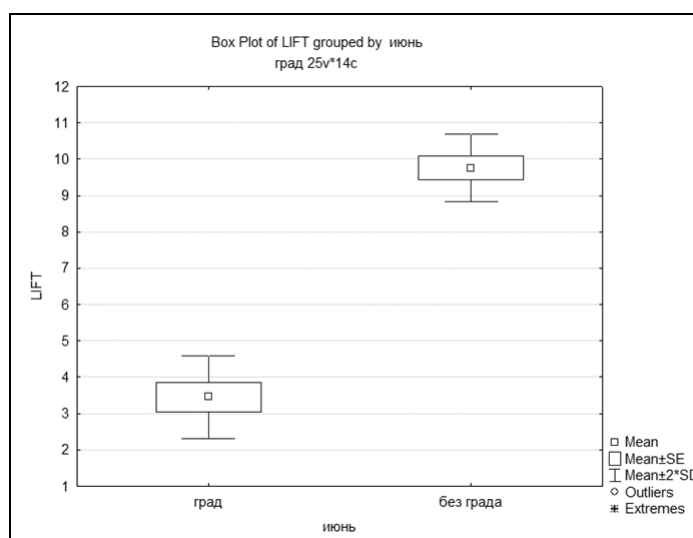


Рисунок 4.12 – Статистические характеристики индекса LIFT по данным станции Колпашево в срок 12 часов ВСВ

Из множества индексов, характеризующих термодинамические характеристики атмосферы, в результате статистической обработки были выбраны те, значения которых представляются пригодными для выявления пороговых уровней, обуславливающих развитие града. Перспективными для исследуемой территории оказались следующие параметры конвекции: SHOW, LIFT, TOTL, CAPE, CINS, EQLV, поскольку их значения имеют статистически значимые различия со значениями в те дни, когда наблюдался град над исследуемой территорией и наблюдались грозы или только ливневые осадки.

При изучении индекса SHOW для осредненных данных можно заметить, что значения лежат в пределах от 0,75 до 4 °С. Так же можно отметить, что индекс SHOW на севере исследуемой территории в июле месяце имеет больший диапазон значений, чем на юге, в соответствии с рисунком 4.13.

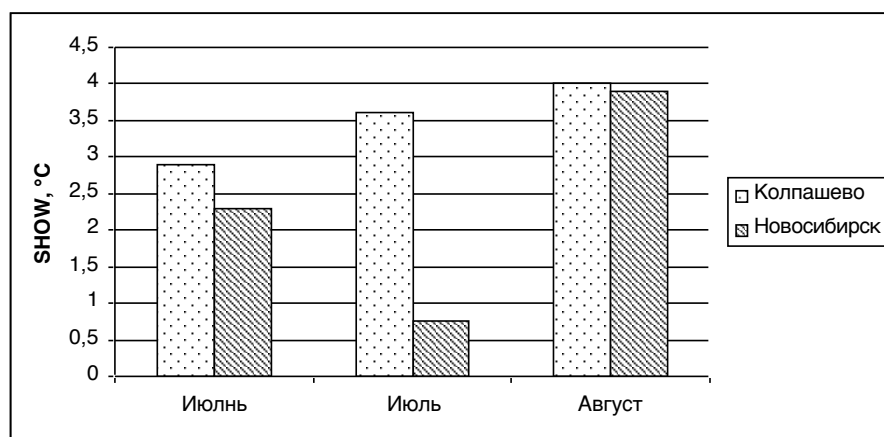


Рисунок 4.13 – Средние значения индекса SHOW для станций Колпашево и Новосибирск за июнь, июль, август за 12 ч ВСВ

При анализе индекса LIFT, над исследуемой нами территорией значения индекса весьма умеренные, но в июле в районе станции Новосибирск значения

индекса достигают отрицательных значений, именно -2, что говорит о состоянии на границе с равновесием (рис. 4.14).

Следовательно, значения этого индекса при грозах, ливнях и граде над нашей территорией существенно отличаются от описанных в научной литературе. Кроме того латентная нестабильность атмосферы в день с градом на юге в 2-3 раза выше, чем на севере.

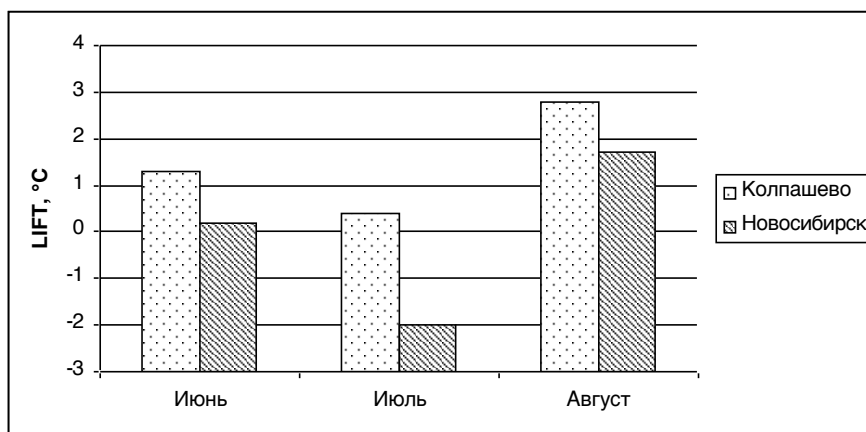


Рисунок 4.14 Средние значения индекса LIFT для станций Колпашево и Новосибирск за июнь, июль, август за 12 ч ВСВ

Сравнивая значения индекса TOTL для грозы и града, можно заметить, что в южной и северной части территории Западной Сибири значения индексов не имеют существенных различий. Однако диапазон данных лежит от 40 до 50 °С, что характеризует состояние атмосферы как умеренно неустойчивую, и может наблюдаться выпадение града (рис. 4.15-4.16). Сравнение с Европейскими данными, над исследуемой территорией опасные явления, такие как град и гроза, могут наблюдаться и при значениях индекса ≤ 50 °С.

При изучении индекса CAPE для осредненных данных можно заметить, что значения конвективной энергии лежат в пределах от 0 до 700 Дж/кг (рис. 4.17). Когда в Европе наличие неустойчивости в атмосфере замечено только в диапазоне значений индекса 1000-2000 Дж/кг, что существенно

отличается от значений полученных нами над исследуемой территорией. Также можно отметить, что индекс CAPE имеет больший диапазон значений на юге исследуемой территории.

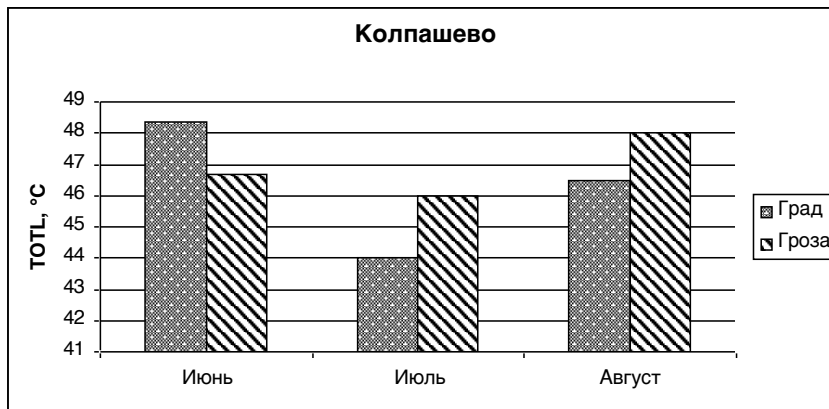


Рисунок 4.15 Средние значения индекса TOTL для станции Колпашево по граду и грозе за июнь, июль, август за 12 ч ВСВ

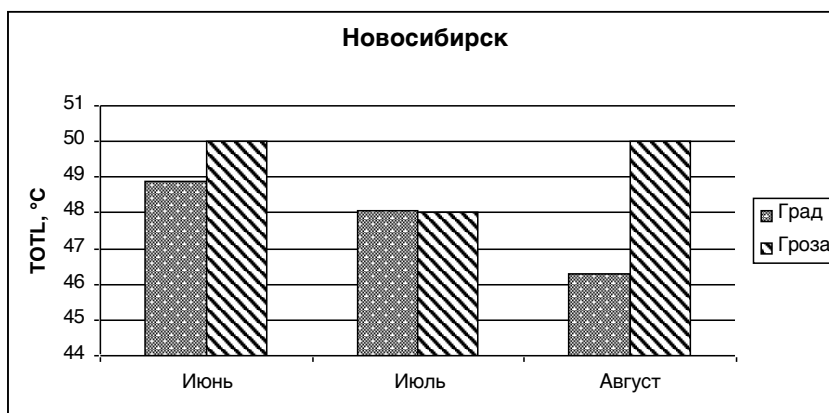


Рисунок 4.16 Средние значения индекса TOTL для станции Новосибирск по граду и грозе за июнь, июль, август за 12 ч ВСВ

В северной части территории возможно выпадение града при значениях индекса ≤ 300 Дж/кг.

Стоит заметить, что максимальные значения индекса CAPE в июле на двух станциях лежат выше 1000 Дж/кг, что говорит о неустойчивости атмосферы (Рисунок 4.18).

Средние значения величины индекса CINS характеризуют атмосферу юга-востока Западной Сибири как малоустойчивую, и изменяются в пределах $-80 \div 0$ Дж/кг, что характеризует атмосферу как умеренно устойчивую (рис. 4.19). Можно заметить, что в июле на северной части исследуемой территории Западной Сибири величина индекса изменяется в больших пределах значений энергии задерживающего слоя. Однако нами замечено, что практически всегда в дни с градом над исследуемой территорией наблюдался задерживающий слой. Следовательно, развитие конвекции происходит «взрывным» образом. Если частица преодолевает задерживающий слой, то дальше она поднимается до более высоких слоев и в облаке образуется град.

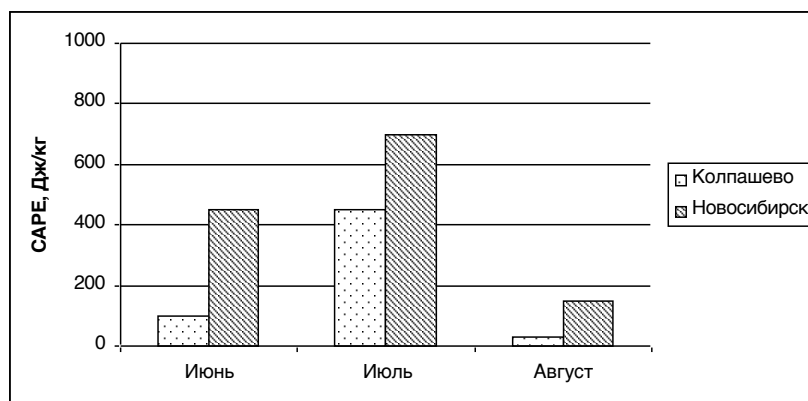


Рисунок 4.17 Средние значения индекса CAPE для двух станций за 12 ч ВСВ

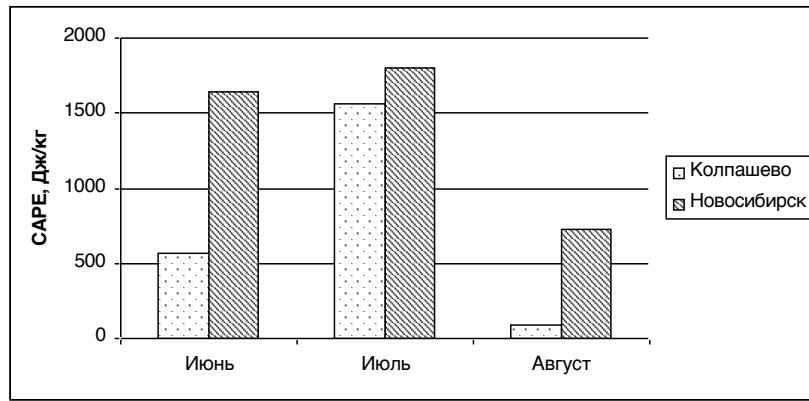


Рисунок 4.18 Максимальные значения индекса CAPE за 12 ч BCB

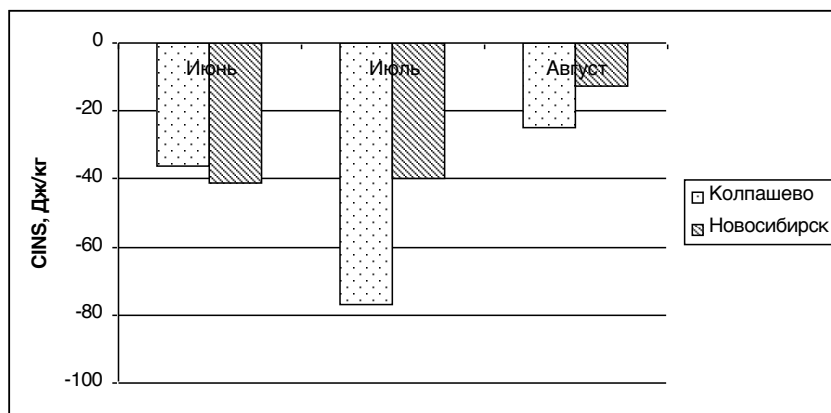


Рисунок 4.19 – Осредненные значения индекса CINS за 12 ч BCB

Анализируя данные индекса EQLV, отмечено, что в июле на двух станциях наблюдается наибольшее развитие конвективной облачности, и значения меняются в диапазоне от 6,5-9 км, увеличиваясь от севера к югу (рис. 4.20).

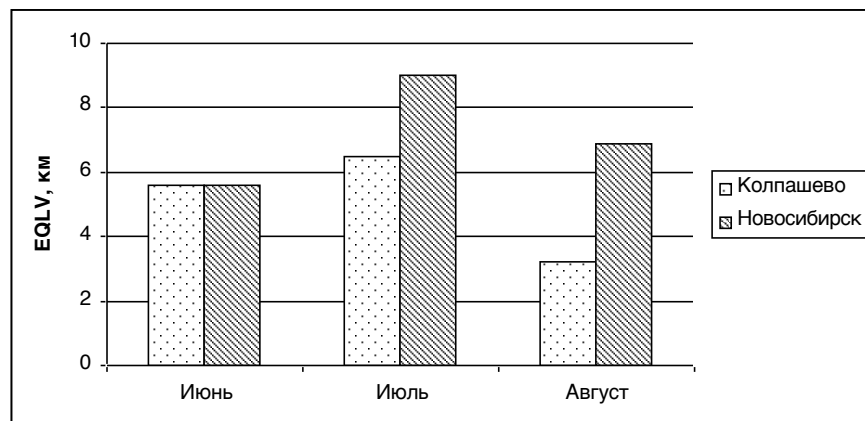


Рисунок 4.20 Средненные данные индекса EQLV для станций

Колпашево и Новосибирск за июнь, июль, август за
12 ч ВСВ

По данным станций Колпашево и Новосибирск были проанализированы шесть индексов за 12 ч по ВСВ, являющиеся перспективными для исследуемой территорией, по их средним статистическим характеристикам в дни с градом за три летних месяца. Приведены значения средних, максимальных и минимальных значений отдельно за июнь, июль и август.

Из таблицы 4.7 видно, что в дни с градом:

- Высота верхней границы конвекции достигала уровня 10-12 км, хотя средние значения высот составляли в разные месяца 3-7 км, причем наибольших значений высота развития конвекции достигала в июле.
- Потенциальная конвективная энергия атмосферы (CAPE) над станцией Колпашево в среднем имеет значения, в интервале от 126 Дж/кг до 344 Дж/кг, а в июле значение достигло 1603 Дж/кг, что говорит о неустойчивости атмосферы.
- В августе наблюдаются условия, способствующие формированию суперячеек и связанных с ними опасных явлений, так как значения индекса BRCH от 10 до 45 ассоциируется с развитием обширной конвективной «суперячейки».
- В июле в дни с градом над северном территории значения индексов SHOW и LIFT достигают самых минимальных значений, а именно $-2,36$ °C и $-6,26$ °C соответственно, что говорит о умеренной нестабильности состояния атмосферы.
- Значения индекса TOTL, являющихся важным фактором для развития опасных явлений погоды, обусловленных конвекцией,

достигают 56,4 °С в июне месяце и ассоциируется с состоянием атмосферы, как крайне неустойчивое.

Анализируя таблицу 4.8, было замечено, что в дни с градом:

1. Высота верхней границы конвекции за все месяцы достигает 12 км, а средние значения 5-8 км.
2. Потенциальная конвективная энергия атмосферы (CAPE) над Новосибирском имеет средние значения 193-698 Дж/кг, а максимальные говорят о достаточно неустойчивой атмосфере, в которой могут развиваться опасные явления.
3. В июне и августе наблюдаются значения индекса, которые ассоциируется с развитием обширной конвективной «суперячейки».

Таблица 4.7 – Характеристики конвекции атмосферы в дни с градом для станции Колпашево за срок 12 часов ВСВ

Индексы		Июнь	Июль	Август
EQLV, гПа	Среднее/σ	573/200	397/170	649/130
	мин.	2848	181	34
CAPE, Дж/кг,	Среднее/σ	126/175	344/490	318/40
	макс.	607	1604	142
SHOW, °С	Среднее/σ	3/3	3,5/4	4/2
	мин.	-1,2	-2,4/	-1
LIFT, °С	Среднее/σ	1,3/3	0,3/4	3/3
	мин.	-2,3	-6,3	-0,7
TOTL, °С	Среднее/σ	48/5	44/7	46/3
	макс.	56	53	52

4. Значения индексов SHOW и LIFT имеют наименьше значения в июле месяце, -4,35 и -6,33, что характеризует состояние атмосферы как нестабильное.

5. В июне над югом территории наблюдается состояние атмосферы крайне неустойчиво, так как значения индекса TOTL 50-55 °С ассоциируется с развитием опасных конвективных явлений.

Из приведенных таблиц 4.7 и 4.8 можно сделать общий вывод, что на юге верхняя граница конвекции находится выше 2 км, так же ярко выражен ход потенциальной конвективной энергии атмосферы, чем на станции, которая находится севернее.

Таблица 4.8 – Характеристики конвекции атмосферы в дни с градом ст. Новосибирск за срок 12 часов ВСВ

Индексы		Июнь	Июль	Август
EQLV	среднее/ σ	472/200	327/160	406/116
	мин.	206	204	262
CAPE	среднее/ σ	350/500	700/580	194/280
	макс.	1711	1931	782
SHOW	среднее/ σ	2,4/3	0,7/3	4/3
	мин.	-3	-4	0,5
LIFT	среднее/ σ	0,2/4	-1,7/3	1,6/4
	мин.	-5,8	-6,3	-3,3
TOTL	среднее/ σ	49/4	48/5	46/6
	макс.	55	57	53

Далее приведены характеристики двух дискриминантных функций (табл. 4.9), удовлетворительно разделяющих исследуемый массив на две группы, град и гроза.

Таблица 4.9 – Итоговая таблица дискриминантного функционального анализа для июля

Wilks' Lambda: 0,94808 approx. $F(2,89)=2,4368$ $p < 0,0933$

N=72	Wilks' Lambda	Partial Lambda	F-remove	p-level
LIFT	0,961315	0,986237	1,242027	0,268081
CAPE	0,990499	0,95718	3,981655	0,049056

В результате сравнения двух дискриминантных функций для июля месяца можно сделать следующие выводы:

- approx.– $F(2,89)=2,4368$ приближенное значение F-статистики, связанной с лямбдой Уилкса; величина критерия F в наших исследованиях говорит о том, что разделение произошло не надежно;
- $p < 0,0933$ - уровень значимости для F-критерия в нашем случае, для переменных трех месяцев показывает, что разделение произошло с вероятностью 90%;
- в данном случае мощность дискриминации не достаточно высокая, значения лямбды Уилкса равно 0,94808. Так как, значения статистики Уилкса, лежащие около 0, свидетельствуют о хорошей дискриминации, значения, лежащие около 1, свидетельствуют о плохой дискриминации. Иными словами, если значения лямбда Уилкса близки к 0, то мощность дискриминации (мощность = 1 – вероятность ошибки) близка к 1, если лямбда Уилкса близка к 1, то мощность близка к 0.

На рисунке 4.21 представлены результаты разделения значений по полученной ранее дискриминантной функции. В левой части взаимозависимость индексов LIFT и CAPE в дни с грозой, правая часть – в дни с градом.

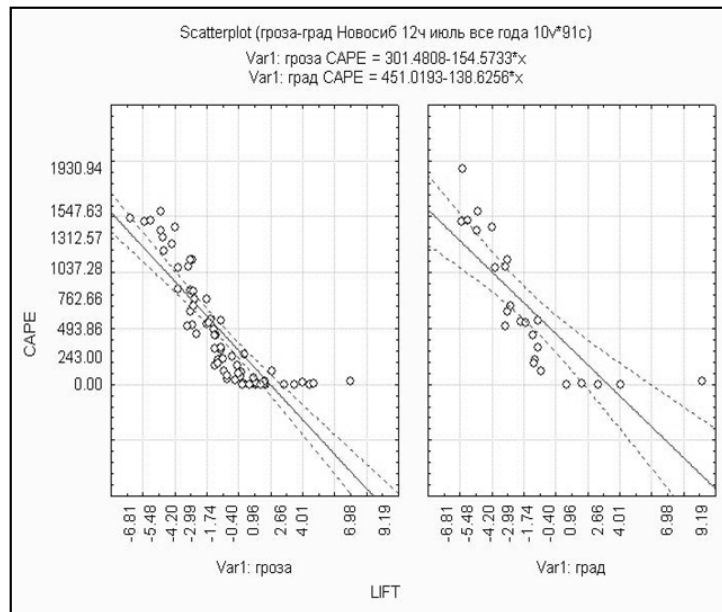


Рисунок 4.21 – Соотношение значений индексов LIFT и CAPE в дни с грозой и в дни с грозой и градом в июле

Таким образом, в результате проведенного дискриминантного анализа для прогноза грозы и града наиболее информативными представляются индексы LIFT и CAPE. Оправдываемость таких прогнозов для июля по общей выборке составила 90%.

4.1.3 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни со шквалом

В таблице 4.10 приведены средние и экстремальные значения исследованных индексов для двух сроков каждого месяца в дни со шквалом.

Получено, что большая часть шквалов, образовалась на фоне такого состояния атмосферы, которое по работам зарубежных авторов [7, 8, 82], принято считать лишь умеренно неустойчивым.

Таблица 4.10 – Значения индексов неустойчивости атмосферы в дни со шквалами

Индекс		Май		Июнь		Июль		Август	
		00 ч	12 ч	00 ч	12 ч	00 ч	12 ч	00 ч	12 ч
LIFT ($\sigma=3,2$)	среднее	4,5	3,2	1,7	0,3	1,2	-1,9	1,5	-0,2
	минимальное	-6,9	-6,1	-2,5	-4	-4,6	-5,9	-4,7	-3,9
SWEAT ($\sigma=52$)	среднее	159	176	145	151	160	173	181	202
	максимальное	422	278	334	256	300	336	355	284
KINX ($\sigma=5,4$)	среднее	22,1	23,5	25,5	27,1	27,5	28,5	27,1	28
	максимальное	40,7	29,7	34,6	32,3	38,6	36,4	38,7	32,3
TOTL ($\sigma=3,3$)	среднее	46,5	47,5	48,3	48,2	47,4	46,9	47,8	46,7
	максимальное	60,8	54,6	53,4	52,8	53,1	53,8	55	50,2
CAPE ($\sigma=269$)	среднее	96	300	98	187	150	585	163	536
	максимальное	1800	1560	460	1100	1200	1450	1030	1210
LCLP ($\sigma=35$)	среднее	858	785	878	823	884	862	875	834
	минимальное	671	708	797	727	829	756	825	788
BRCH ($\sigma=52$)	среднее	7	15	3,8	60,4	67,5	90,2	11,2	57,2

При изучении условий образования шквалов особый интерес представляют индексы CAPE и BRCH, так как суперячейки, с которыми связаны шквалы, обладают большим запасом конвективной потенциальной энергии (CAPE) и могут пробивать тропопаузу, тогда их перистая наковальня располагается над ней. Верхняя граница этой перистой наковальни, до которой развивается конвекция, есть индекс EQLV.

Замечено [7, 8, 82], что конвективные ячейки развиваются при энергетическом потенциале атмосферы (CAPE), составляющем, по меньшей мере, 2000 Дж/кг и при наличии вертикального сдвига ветра не меньше, чем 20 м/с в слое атмосферы 2,5-5 км над поверхностью земли. Также конвективные ячейки развиваются при значениях индекса BRCH от 10 до 45. При значениях $BRCH \geq 50$ – суперячейки практически не развиваются, поэтому считается, что

невозможно и развитие шквалов (следовательно, анализировать максимальные значения индекса BRCH не целесообразно).

В результате исследования состояния атмосферы в дни, когда над юго-восточной территорией Западной Сибири наблюдались шквалы, развитие конвекции характеризовалась следующими особенностями (табл. 4.10):

- Потенциальная конвективная энергия атмосферы (CAPE) над исследуемым регионом в дни со шквалом не достигала высоких значений и менялась, в среднем, интервале от 96 Дж/кг до 585 Дж/кг. Такое несоответствие градациям, возможно, обусловлено тем, что аэрологическое зондирование атмосферы в нашем регионе выполняется рано утром, до начала развития конвекции (в 00 часов по всемирному скоординированному времени, что соответствует 7 часам местного времени) и вечером, когда конвекция уже ослабевает (в 12 часов всемирного скоординированного времени, что соответствует 19 часам местного времени). В часы максимально возможного развития конвекции зондирование не производится.
- По значениям индекса BRCH можно сказать, что достаточно часто наблюдались условия, способствующие формированию суперячеек.

Высота верхней границы конвекции (EQLV) достигала уровня 10-12 км, хотя средние значения высот составляли в разные месяцы 6-8 км, причем наибольших значений высота развития конвекции достигала в августе (табл. 4.11).

Таблица 4.11 – Индекс EQLV в дни со шквалами

Месяц	EQLV	
	среднее	максимальное
май	470	280
июнь	415	281
июль	446	247

август	358	206
--------	-----	-----

В таблице 4.12 приведена повторяемость шквалов при значениях индексов, характеризующих разную степень неустойчивости атмосферы.

Таблица 4.12 – Повторяемость значений индексов в дни со шквалами (%)

Состояние атмосферы	Срок, часы (BCB)	LIFT	SWEAT	KIND	TOTL	CAPE
неустойчива		-6 ÷ -3	300 ÷ 400	30 ÷ 40	50 ÷ 55	10 ³ ÷ 2500
	00	45,1	3,8	32,9	25,3	3,8
	12	13,9	1,3	15,2	13,9	11,4
умеренно неустойчива		-3 ÷ 0	< 300	< 30	45 ÷ 50	0 ÷ 10 ³
	00	25,3	93,7	63,3	46,8	53,2
	12	16,5	48,1	34,2	26,6	31,6

Проведен анализ значений индексов неустойчивости атмосферы для юго-восточной территории Западной Сибири. Определены градации изменчивости индексов при шквалах и произведено сравнение значений индексов с результатами, полученными зарубежными авторами. По значениям индексов SWEAT, KIND, TOTL, CAPE, BRCH, характеризующих разную степень неустойчивости атмосферы, можно заключить, что большая часть шквалов, образовалась на фоне такого состояния атмосферы, которое по зарубежным классификациям принято считать [7, 8, 82] умеренно неустойчивым. При крайне неустойчивом состоянии атмосферы сформировалось не более 2 % от всех шквалов. Это говорит о том, что условия развития шквалов в Европе и Америке отличаются от условий развития в исследуемом регионе [94], следовательно, для юго-восточной территории Западной Сибири необходима корректировка пределов изменчивости индексов, соответствующих

определенной степени устойчивости атмосферы. Лишь значения индекса LIFT говорят о том, что шквалы образовывались при неустойчивом состоянии атмосферы, и не требуют значительной корректировки для использования в прогнозировании шквалов для данной территории [95]. Интервал значений индекса BRCH следует увеличить для составления прогноза шквалов над исследуемой территорией. А градации индексов KIND, SWEAT, CAPE напротив гораздо ниже интервалов, рассчитанных для европейской территории.

Для всех индексов был проведен дискриминантный анализ за три летних месяца (июнь, июль, август), построены графики статистического распределения (рис. 4.22). Большинство индексов хорошо делятся на две группы: состояние атмосферы в дни со шквалом (sq) и с грозой (g), интервалы стандартных ошибок у которых не перекрываются. В результирующие уравнения для всех месяцев вошли только индексы LIFT и SWEAT.

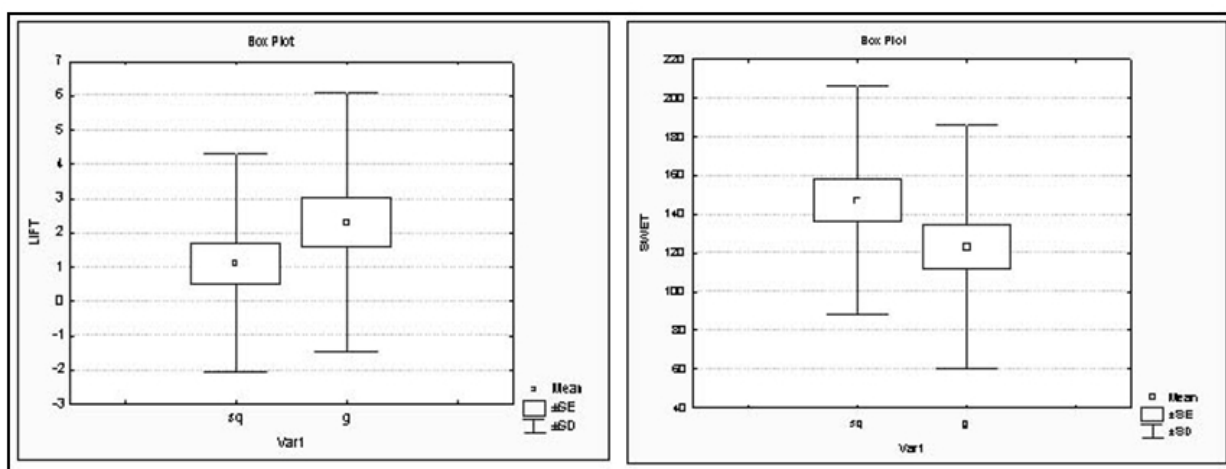


Рисунок 4.22 – Статистическое распределение индексов LIFT (слева) и SWEAT (справа) в июне для станции Новосибирск

Хотя качественных уравнений дискриминации, отвечающих требованиям практики, на основе проанализированных характеристик получить не удалось, были определены пределы изменчивости индексов неустойчивости атмосферы в дни со шквалами.

При обработке результатов зондирования атмосферы Западной Сибири в дни, когда над юго-восточной частью территории наблюдались шквалы, было замечено (табл. 4.13), что:

- во все месяцы в дневное время чаще всего (75-90 % случаев), формировался задерживающий слой;
- в июне и в июле (в оба срока) наличие задерживающего слоя в дни со шквалами отмечалось в три раза чаще, чем его отсутствие.

Таблица 4.13 – Наличие задерживающего слоя в дни со шквалами

Месяц	Срок, ч ВСВ	Число дней со шквалами	CINS = 0		CINS < 0	
			Число дней	%	Число дней	%
май	00	23	16	69,5	7	30,5
	12	12	3	25	9	75
июнь	00	18	4	22,2	14	77,8
	12	12	1	8,3	11	91,7
июль	00	23	5	21,8	18	78,2
	12	12	2	16,6	10	83,4
август	00	15	8	53,3	7	46,7
	12	5	1	20	4	80

Согласно исследованиям, проведенным в других регионах, индексу CINS в диапазоне $-50 \div 0$ Дж/кг соответствует слабая устойчивость атмосферы [96]. Однако большинство шквалов над исследуемой территорией развивалось именно при этих условиях (табл. 4.14). В интервале $-199 \div -51$ Дж/кг атмосфере свойственна умеренная устойчивость. Меньше -200 Дж/кг – соответствует сильная устойчивость, которой, считается, достаточно, чтобы предотвратить конвекцию в атмосфере, что подтверждается нашими результатами за срок 12 часов ВСВ (табл. 4.14).

В итоге проделанной работы получено, что в дни со шквалом лишь градации индекса LIFT не требуют корректировки применительно к юго-восточной территории Западной Сибири, и его значения могут быть использованы для составления прогноза шквалов. Однако знания величины одного этого индекса будет недостаточно для прогнозирования шквала, кроме характеристики интенсивности подъема объема воздуха необходимо учитывать и наличие сдвигов ветра и его скорость и некоторые другие характеристики атмосферы, а, следовательно, и другие индексы. Интервал значений индекса BRCH следует увеличить для составления прогноза шквалов над исследуемой территорией. А градации индексов KIND, SWEAT, CAPE напротив гораздо ниже интервалов, рассчитанных для европейской территории.

Таблица 4.14 – Повторяемость значений индекса CINS при шквалах

Интервалы значений индекса	Срок 00 часов ВСВ							
	май		июнь		июль		август	
	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%
-50 ÷ 0	17	74	7	39	6	26	8	53
-199 ÷ -50	4	17	5	28	11	48	3	20
< -200	2	9	6	33	6	26	4	27
Интервалы значений индекса	Срок 12 часов ВСВ							
	май		Июнь		июль		Август	
	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%
-50 ÷ 0	8	67	8	67	12	100	3	60
-199 ÷ -50	4	33	4	33	0	0	2	40
< -200	0	0	0	0	0	0	0	0

Полученные градации индексов по степени развития конвекции в дни со шквалами будут использоваться для составления альтернативных прогнозов развития шквалов над территорией Западной Сибири.

Результатами данного раздела подтверждается предположение о том, что при наличии в атмосфере незначительных задерживающих слоев, уменьшающихся в результате быстрого прогревания и увлажнения воздуха, можно ожидать более серьезного развития опасных конвективных явлений, чем при их начальном отсутствии.

4.1.4 Значения термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни со смерчем

Смерч в тропических широтах – довольно частое явление, в США в отдельные годы их бывает более тысячи, но в умеренных широтах смерчи отмечаются в десятки раз реже. В умеренных широтах нашей страны смерчи бывают раз в несколько лет. Согласно многолетним данным, число смерчей и число шквалов над территорией Сибири и Урала соотносятся между собой как 1:10 [97].

Крайне неустойчивое состояние атмосферы было зафиксировано во второй половине дня 10 июня 2011 г., когда над населенным пунктом Бердюжье Тюменской областью пронесся смерч, скорость ветра в эпицентре, превысила 25 метров в секунду. Образование смерчей не характерно для районов Сибири, поэтому подробный анализ термодинамических характеристик атмосферы во время его прохождения над Тюменской областью представляет особый интерес.

Материалом для исследований послужили данные аэрологического зондирования атмосферы станций Тобольск, Омск, Колпашево, Курган, Барабинск, Александровское и Верхнее Дуброво (аэрологическая станция в 30 км от Екатеринбурга) в сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (ВСВ). Анализировалось состояние атмосферы за 10 и 11 июня 2011.

Проведен анализ пространственного распределения количественных значений термодинамических характеристик атмосферы (индексов) для территорий, расположенных вблизи населенного пункта, где наблюдался смерч. Определены значения индексов во время, близкое к прохождению смерча и произведено сравнение значений индексов с результатами, полученными зарубежными авторами. По значениям индексов LIFT, TOTL, CAPE, LFCT и LCLP, характеризующих различные особенности неустойчивости атмосферы в срок близкий к моменту прохождения смерча можно заключить, что данное опасное явление образовалось при достижении таких значений характеристик конвекции, которые свойственны атмосфере более южных широт.

Выявлено, что в срок 00 часов (табл. 4.15) значения индексов конвекции и их пространственная корреляция значительно меньше, чем в срок 12 часов (табл. 4.16). Обнаружены значимые (с вероятностью 95%) коэффициенты пространственной корреляции значений индексов на расстоянии до 400 км от места наблюдения смерча (рис. 4.23). Хотя в целом, область неустойчивости была гораздо обширней, даже на территории Томской и Новосибирской областей регистрировались грозы.

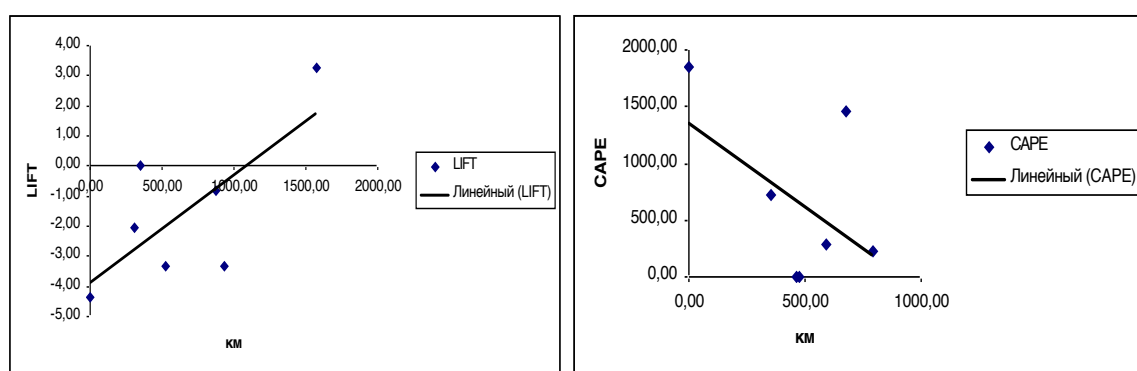


Рисунок 4.23 – Пространственная корреляция значений индексов LIFT (слева) и CAPE (справа)

В день, когда наблюдался, смерч атмосфере Западной Сибири была присуща крайняя неустойчивость. Значения индексов, характеризующие

образовавшуюся неустойчивость более характерны для южных широт и очень редко наблюдаются в умеренных широтах [82]. Особенно информативными для диагноза смерча оказались индексы: LIFT, TOTL и CAPE их значения примерно совпадают со значениям, характерными для смерчей, наблюдаемых в южных широтах [82].

Таблица 4.15 – Коэффициенты пространственной корреляции и значения индексов конвекции за 00 часов ВСВ перед днем, когда наблюдался смерч

Аэрологические станции	Расстояние до места прохождения смерча, км	LIFT	SWEAT	KIND	TOTL	CAPE	LFCT	LCLP
Курган	190	-4,38	217	35,7	54,2	1180	785	908
Тобольск	310	–	–	–	–	7	809	930
Омск	340	-3,33	191	30,5	52,2	703	834	885
Верхнее Дуброво	450	-2,03	168	28,6	52,1	429	804	882
Барабинск	600	-0,82	144	33,0	50,4	161	712	890
Александровское	835	-3,33	291	35,5	57,5	446	716	868
Колпашево	915	3,27	123	31,1	51,8	0	–	855
Корреляция		0,84	-0,32	-0,10	-0,11	-0,64	-0,7	-0,76

Таблица 4.16 – Коэффициенты пространственной корреляции и значения индексов конвекции за 12 часов ВСВ в день, когда наблюдался смерч

Аэрологические станции	Расстояние до места прохождения смерча, км	LIFT	SWEAT	KIND	TOTL	CAPE	LFCT	LCLP
Курган	190	-3,47	175	33,9	53	717	767	849
Тобольск	310	-5,93	145	32,5	49,8	1849	852	866
Омск	340	0,72	70	29,5	48,2	0	–	852

Верхнее Дуброво	450	3,89	29	20,3	42,4	0	–	788
Барабинск	600	-4,59	172	32,2	51,4	1466	795	820
Александровское	835	-1,22	113	30,3	49,6	281	766	831
Колпашево	915	-1,57	133	29,9	50,8	224	712	777
Корреляция		0,33	-0,04	-0,16	0,06	-0,82	-0,82	-0,73

Для сравнения характеристик неустойчивости атмосферы рассматриваемого случая со смерчами в других регионах страны были проанализированы значения термодинамических характеристик атмосферы еще двух случаев смерчей. Один из них был зарегистрирован 25 июля 2010 г. в городе Туапсе, а второй – 31 июля 2011 г. в городе Благовещенск. Для смерча на Дальнем Востоке рассматривались данные аэрологических станций, Благовещенск, Хабаровск и Zeja (станция расположена на территории КНР), для случая на юге России рассматривались данные аэрологических станций Астрахань, Антуран и Минеральные Воды.

При сравнении значений индексов, характеризующих атмосферу по разным признакам, в Западной Сибири на Дальнем Востоке и юге России, отметим, что значения индекса KIND практически одинаковы (табл. 4.17), значения индексов LIFT, TOTL и CAPE для Дальнего Востока характеризуют атмосферу, как более устойчивую по сравнению с Западной Сибирью и южным регионом России. Термодинамические характеристики атмосферы при смерче для территории Западной Сибири сравнимы с этими же значениями для южного региона России.

Таблица 4.17 – Значения индексов неустойчивости атмосферы в дни со смерчем для разных регионов России

Регионы	Станции	LIFT	SWEAT	KIND	TOTL	CAPE	LCLP
Западная Сибирь	Тобольск	-5,9	145	33	50	1849	866
Дальний Восток	Zeja	-3,3	252	35	47	736	935

Юг России	Минеральные Воды	-5,1	291	32	54	1051	897
-----------	------------------	------	-----	----	----	------	-----

4.2 Классификация состояний атмосферы при определенных значениях термодинамических характеристик атмосферы

По интервалам значений индексов, приведенных в литературе [7, 8] нами произведена классификация состояний атмосферы (табл. 4.18). Степень развития неустойчивости качественно поделена на ряд этапов: слабо неустойчивая (наличие ливней), неустойчивая (наличие ливней и отдельных гроз), сильно неустойчива (на всей территории регистрируются грозы), крайне неустойчивая (гроза, град), крайне неустойчивая (гроза, град, шквал, смерч) [98].

Таблица 4.18 – Интервалы значений индексов для различных состояний атмосферы

Состояние атмосферы	Индексы					
	SHOW	LIFT	SWEAT	KIND	TOTL	CAPE
слабо неустойчива	0÷3	-3÷0	100÷200	25÷30	40÷45	0÷1000
неустойчива	-3÷0	-6÷-3	200÷300	30÷35	45÷50	1000÷2000
сильно неустойчива	-6÷-3	-9÷-6	300÷400	35÷40	50÷55	2000÷2500
крайне неустойчива	<-6	<-9	>400	>40	>55	>2500

4.3 Вероятность опасных конвективных явлений

4.3.1 Сравнение термодинамических характеристик состояния атмосферы в дни с опасными конвективными явлениями

В результате расчета и статистической обработки данных радиозондирования атмосферы для юго-восточной территории Западной Сибири в дни, когда наблюдались грозы, град и шквалы, было отмечено, что:

- В дни с наличием, как грозы, так и града все рассматриваемые характеристики имеют выраженный сезонный ход с экстремумами в июле (рис. 4.24-4.25). Значения индексов отличаются в разные месяцы, что следует учитывать при составлении альтернативных прогнозов опасных конвективных явлений;

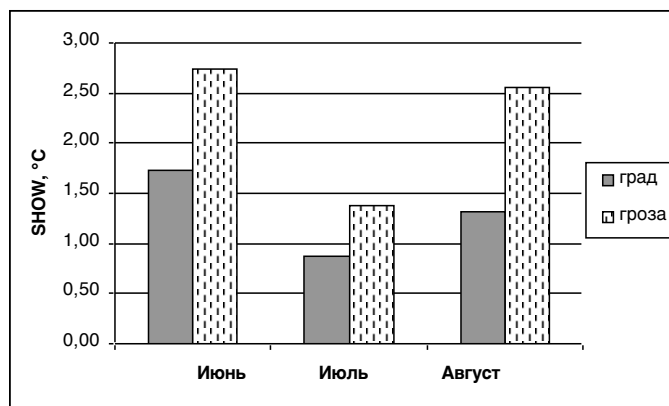


Рисунок 4.24 – Средние значения индекса SHOW для станции Новосибирск за срок 12 часов ВСВ

- средние значения параметров, характеризующих разницу температур окружающей среды и поднимающейся частицы (SHOW и

LIFT), в дни с градом принимают меньшие значения, чем в дни с грозой, что соответствует физической картине развития грозовых и градовых облаков (рис. 4.24-4.25).

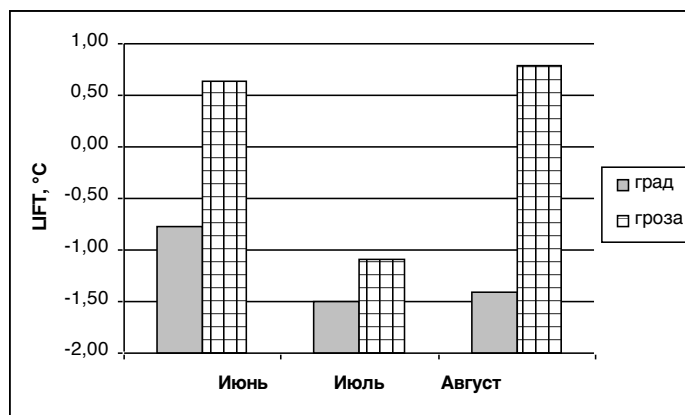


Рисунок 4.25 – Средние значения индекса LIFT для станции Новосибирск за срок 12 часов ВСВ

- Значения влажности атмосферы как в слое 700-850 гПа, так и на уровне 850 гПа в дни с грозой и градом имеют статистически значимые различия. Средние значения KIND и TOTL в дни с градом больше значений этих же характеристик в дни с грозой (рис. 4.26). Эта разница для значений KIND меняется на 9°C в разные месяцы и сроки, а для индекса TOTL до 6°C.

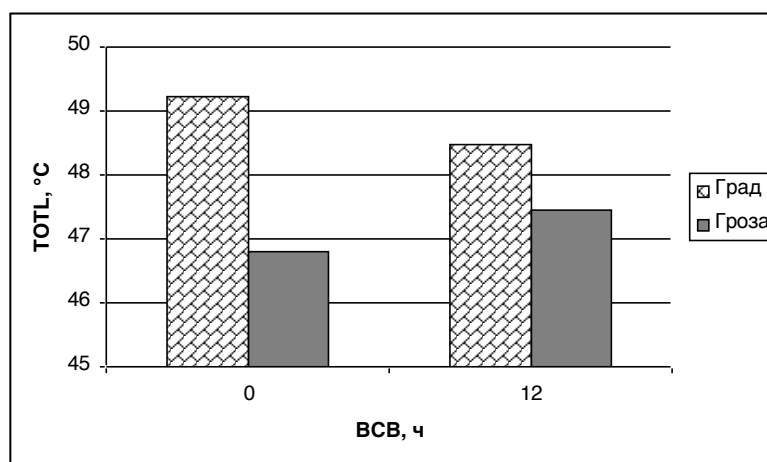


Рисунок 4.26 – Средние значения индекса TOTL для станции Новосибирск за оба срока наблюдений

- Значения термодинамических характеристик атмосферы SHOW, LIFT, KIND, TOTL и CAPE в дни со шквалом сравнимы со значениями этих же характеристик в дни с грозой и градом, и, следовательно, для прогноза шквалов над юго-востоком Западной Сибири необходимо искать дополнительные признаки.
- Средние значения характеристики, включающей в себя информацию о наличии сдвигов ветра (SWEAT), принимают наибольшие значения при шквалах, несколько меньшие значения в дни с градом и наименьшие значения – в дни с грозой. Разница между значениями индекса SWEAT достигала 80 единиц (рис. 4.27) и статистически значима. Следовательно, учет сдвига ветра особенно актуален при составлении прогноза развития шквалов.

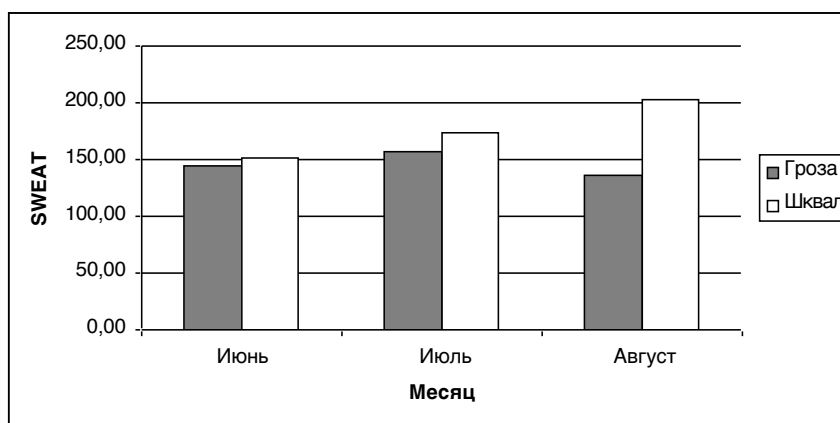


Рисунок 4.27 – Средние значения индекса SWEAT в дни с грозой и в дни со шквалом

- Индексы SHOW, LIFT, KIND, TOTL, CAPE, CINS и SWEAT с учетом выделенных пределов для каждого из явлений перспективны для

использования при составлении прогноза грозы и града над юго-восточной территорией Западной Сибири.

Также рассматривались значения индексов в дни с ливневыми осадками, которые являются показателем неустойчиво стратифицированной атмосферы. Индексы SHOW и LIFT, отрицательным значениям которых соответствует неустойчивое состояние атмосферы, принимают наибольшие значения в дни с ливневыми осадками, несколько меньшие значения в дни с грозой и наименьшие значения в дни с градом (рис. 4.28), что не противоречит физической картине развития конвективной облачности.

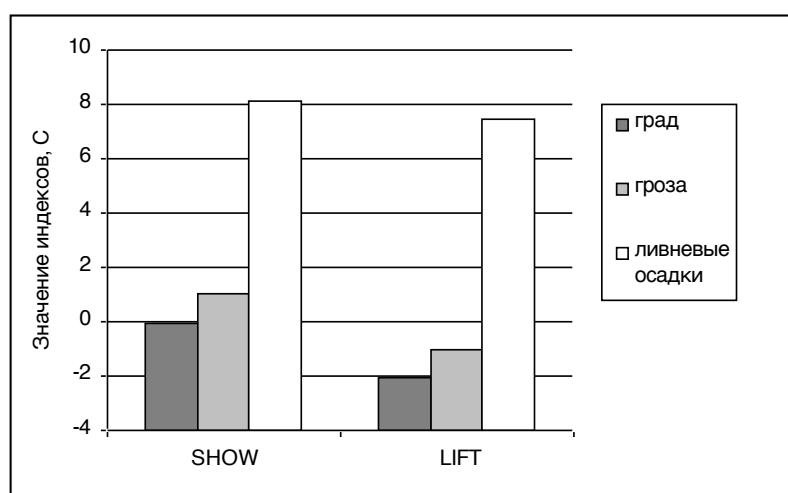


Рисунок 4.28 – Средние значения индексов SHOW и LIFT

Индекс SWEAT в дни с градом, грозой и ливневыми осадками изменяются приблизительно от 20 до 180 единиц, чем больше значение, тем опаснее конвективное явление (рис. 4.29).

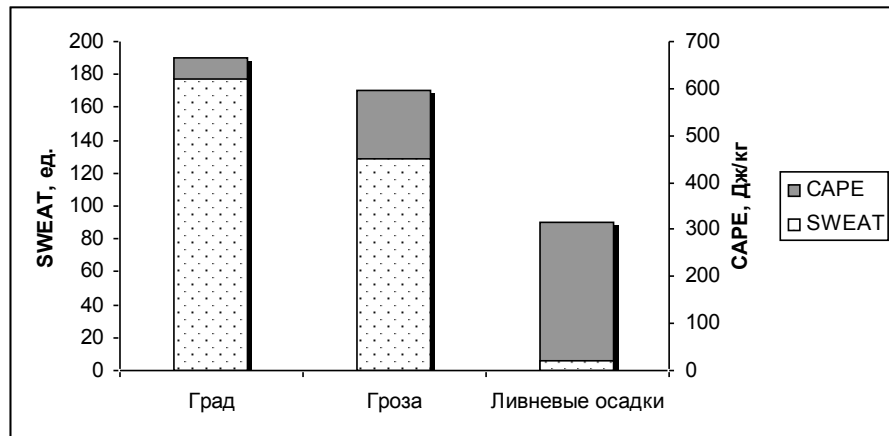


Рисунок 4.29 – Средние значения индексов SWEAT и CAPE

4.3.2 Максимально возможные значения конвективной потенциальной энергии атмосферы

Значения индекса CAPE показывают различия между конвективной потенциальной энергией в дни с грозой и в дни с градом в южной части Западной Сибири (рис. 4.30).

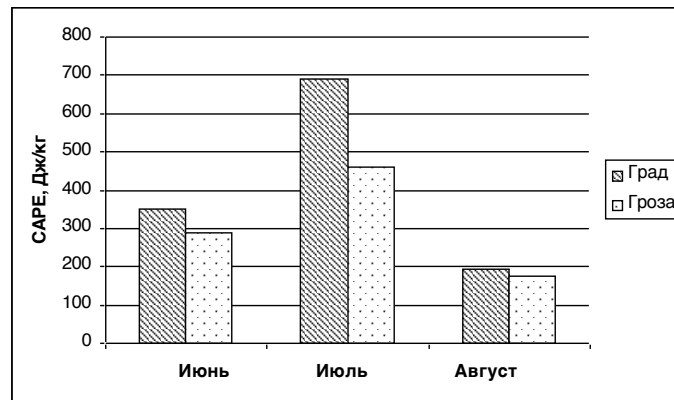


Рисунок 4.30 – Средние значения индекса CAPE в срок 12 ч ВСВ

Низкие значения индекса CAPE, по сравнению с данными зарубежных исследователей, могут быть вызваны следующими причинами. Аэрологическое зондирование атмосферы в нашем регионе выполняется рано

утром, до начала развития конвекции в 00 часов ВСВ, что соответствует 7 часам местного времени, и вечером, когда конвекция уже ослабевает в 12 часов ВСВ, что соответствует 19 часам местного времени (табл. 4.19). В часы максимально возможного развития конвекции, зондирование не производится, следовательно, необходима поправка на суточный ход [99].

Чтобы определить значение конвективной потенциальной энергии атмосферы в часы максимального развития конвекции рассмотрим суточный ход количества разрядов молний, как показателя развития мощной конвекции. Из рисунка 2.5 видно, что максимальное количество разрядов (1800), отмечаются в 16 часов местного времени. В 19 часов местного времени, когда проводится зондирование атмосферы, в суточном ходе количества разрядов молний наблюдается спад (400 разрядов).

Составим математическую пропорцию, где четырёмстам разрядам молний соответствует индекс за 12 часов ВСВ с известным значением, а тысячи восьмистам разрядам молний соответствует индекс, значение которого неизвестно (формула (4.1)). Таким образом:

$$CAPE_{16} = \frac{1800 \cdot CAPE_{12}}{400} = 4,5 \cdot CAPE_{12} \quad (4.1)$$

где $CAPE_{12}$ – значение индекса за срок 12 часов ВСВ, $CAPE_{16}$ – значение индекса в 16 часов местного времени.

Таблица 4.19 – Количество разрядов молний, зафиксированных со спутника

Местное время, ч	7	13	16	19
ВСВ, ч	00	06	09	12
кол-во разрядов	50	350	1800	400

Следовательно, чтобы определить максимально возможное значение конвективной потенциальной энергии атмосферы необходимо ее значение в срок 12 часов ВСВ увеличить в 4,5 раза (рис. 4.31).

Значения индекса CAPE в дни с градом и грозой с учетом поправки на суточный ход достигают высоких значений, которые характеризуют атмосферу как неустойчивую и сильно неустойчивую, и сравнимы со значениями этого индекса для других регионов по результатам зарубежных исследований [40].

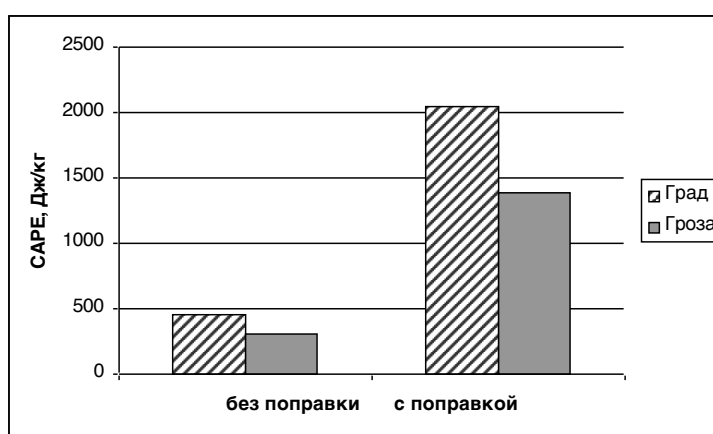


Рисунок 4.31 – Значения индекса CAPE

4.3.3 Пороговые значения термодинамических характеристик атмосферы, при достижении которых в атмосфере Западной Сибири развиваются опасные конвективные явления

Поскольку с уменьшением значений индекса LIFT неустойчивость атмосферы увеличивается, для нас представляет интерес кумулятивная кривая распределения, которая дает наглядное представление, как меняется накопленная относительная частота гроз и града при изменении значений индекса LIFT. Анализируя распределение, представленное на рисунке 4.32, можно утверждать, что около 55% всех гроз случаются при значениях LIFT от -7 до 0°C, а гроз с градом – 70%.

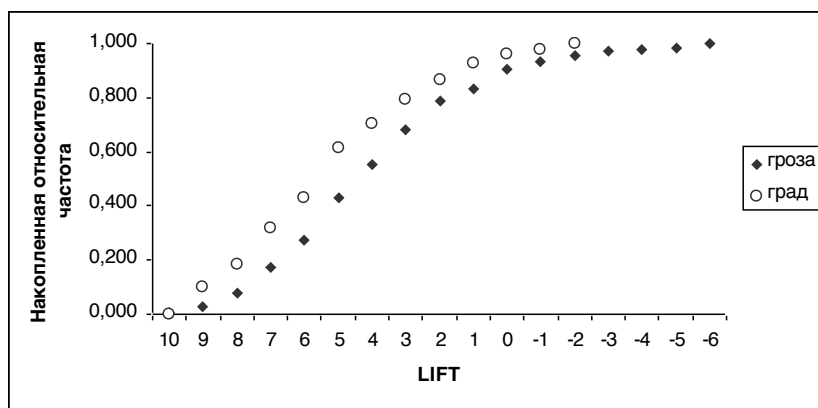


Рисунок 4.32 – Кумулятивная кривая индекса LIFT за срок 12 часов ВСВ

При одинаковых значениях индексов накопленная относительная частота гроз и града не одинаковая, следовательно, и вероятность возникновения этих явлений будет отличаться (рис. 4.33, рис. 4.34). Например, при значениях индекса TOTL не меньше 46, наблюдалось около 29% всех градов, а дней с грозой отмечено 51%.

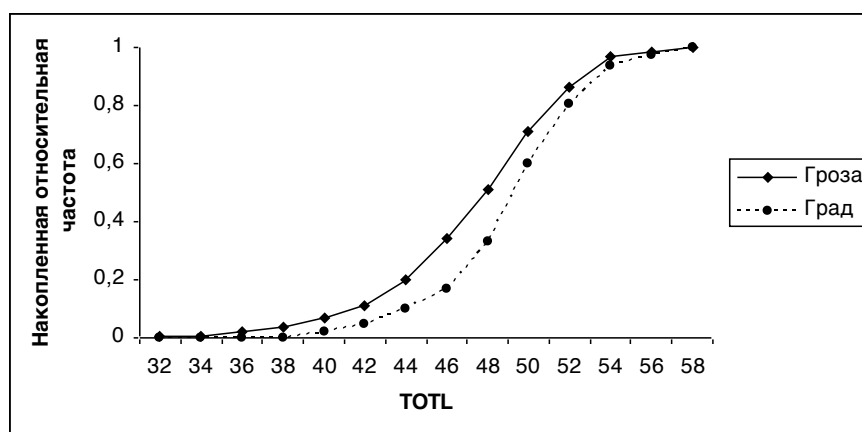


Рисунок 4.33 – Кумулятивные кривые за срок 12 часов ВСВ индекса TOTL

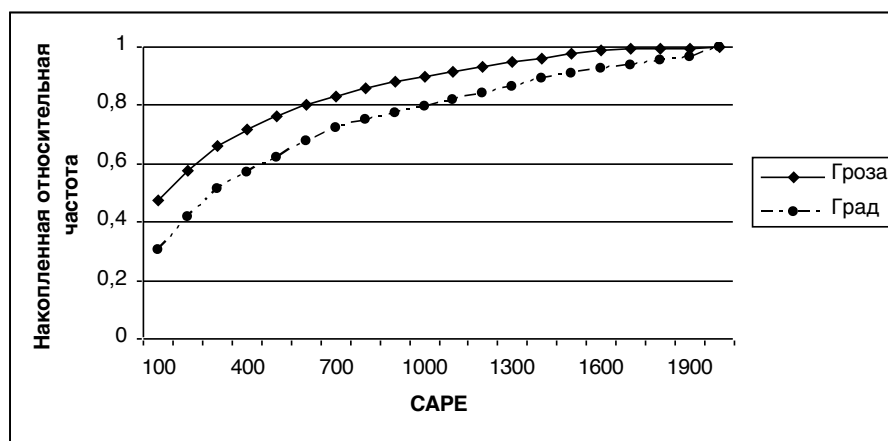


Рисунок 4.34 – Кумулятивные кривые за срок 12 часов VCB индекса CAPE

Частота распределения значений индексов показала эффективность индексов и дала оценку относительно диапазонов значений для различных опасных явлений, связанных с конвекцией [100]. Большинство индексов показали достаточно хорошее разделение диапазонов значений в зависимости от различных опасных явлений погоды, особенно SHOW, LIFT, SWEAT, KIND, TOTL и CAPE (табл. 4.20).

Таблица 4.20 – Пороговые значения индексов для разной степени вероятности грозы и града

Индекс	Гроза		
	50%	70%	90%
SHOW	<2	<0	<-1
LIFT	<1	<-1	<-3
SWEAT	>125	>150	>225
KIND	>28	>30	>34
TOTL	>46	>48	>52
CAPE	>100	>300	>1000

	Град		
SHOW	<1	<0	<-2
LIFT	<-1	<-3	<-5
SWEAT	>150	>150	>225
KIND	>28	>30	>34
TOTL	>48	>50	>52
CAPE	>200	>600	>1200

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам работы были подведены итоги и сделаны следующие выводы. Плотность разрядов молний в землю неравномерно распределена по юго-восточной территории Западной Сибири и изменяется от 0,9 до 3,5 разр./км²год. Максимально возможные значения плотности разрядов молнии в землю могут превышать средние значения в шесть раз.

Использование откорректированной методики определения плотности разрядов молнии в землю с достаточно хорошей точностью можно использовать для оценки пространственного распределения плотности разрядов молнии в землю для территорий, неоснащенных инструментальными измерениями молниевой активности или только приступивших к измерениям.

Определены закономерности пространственно-временных изменений термодинамических характеристик атмосферы в зависимости от физико-географических особенностей подстилающей поверхности.

Получена классификация состояний атмосферы для исследуемой территории в зависимости от величин термодинамических характеристик атмосферы.

Определены значения индексов неустойчивости атмосферы для исследуемой территории, выделены интервалы значений термодинамических характеристик состояния атмосферы для опасных конвективных явлений.

Дальнейшее развитие исследования. Несмотря на то, что применение моделей типа WRF для прогноза погоды в России находятся на стадии адаптации к региональным особенностям [11], определение пороговых значений индексов, характеризующих степень развития конвекции над регионами России, может способствовать созданию новых методик распознавания гроз и града. Такая возможность, включая оценки интенсивности, существует благодаря спутниковым измерениям характеристик атмосферы. Характеристики состояния атмосферы, получаемые с помощью спектрорадиометра MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer),

установленного на космических платформах EOS AM-1 (Terra) и EOS PM-1 (Aqua) позволяют оценивать значения ряда индексов неустойчивости атмосферы [101-104]. Пилотная платформа Terra, с которой поступают данные, необходимые для восстановления ключевых параметров структуры атмосферы, была выведена на полярную солнечно-синхронную орбиту в феврале 2000 года. Возможность принимать в режиме реального времени данные центрального прибора этого спутника – 36-канального спектрорадиометра MODIS – позволила начать региональный мониторинг атмосферы и подстилающей поверхности на качественно новом уровне. В перечень продуктов, создаваемых по данным MODIS, входит продукт MOD07_L2 (Atmosphere Profile Product), в котором содержится ряд характеристик атмосферы, включая профили температуры и влажности и индексы KIND, TOTL и LIFT, характеризующие степень неустойчивости атмосферы [13]. Данные имеют высокое пространственное разрешение 5×5 км (в надире) [105]. Аналогичные исследования широко распространены за рубежом, но развиваются и в России, особенно активно в последние годы [13]. Тем более что спутники нового поколения способны предоставлять более подробную информацию о стратификации температуры и параметрах влажности в разных слоях атмосферы. Точность измерения температуры при аэрологическом зондировании не одинакова по высоте, но не менее 2°C , а характеристик влажности около 20%. Ошибка измерений спектрорадиометром MODIS температурного профиля не превышает $1,9^{\circ}\text{C}$, температуры точки росы – 4°C [106].

Данные спутникового зондирования достаточно хорошо описывают термодинамическое состояние атмосферы в дни с опасными конвективными явлениями.

Параметры атмосферы, регистрируемые спектрорадиометром MODIS, имеют высокое пространственное разрешение и приемлемую для идентификации конвективных ячеек погрешность измерений [107].

Значения индексов, характеризующих степень неустойчивости атмосферы в дни с грозой, рассчитываемые по данным спутникового и аэрологического зондирования хорошо согласуются между собой, при условии разницы во времени между спутниковым и аэрологическим зондированием не более 0,5 часа.

Данные продукта MOD07_L2 позволяют обнаружить как кластеры конвективных ячеек, связанных с линией фронта, так и отдельные внутримассовые ячейки. Следовательно, очаги пространственной локализации гроз можно достаточно надежно выявлять по спутниковым данным MODIS.

По значениям рассчитанных индексов неустойчивости можно получать картины пространственного расположения конвективных ячеек, продуцирующих грозы. Поэтому преимуществом информации, полученной с MODIS, является подробная пространственная локализация конвективных ячеек в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений.

Если прогноз гроз по данным аэрологического зондирования дополнять картиной пространственного распределения значений термодинамических характеристик атмосферы, то можно формулировать детализированный по местности прогноз.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богаткин О.Г. Основы метеорологии / О.Г. Богаткин, Г.Г. Тараканов – СПб.: Изд.2 РГГМУ, 2007. – 232 с.
2. Бедрицкий А.И. Опасные гидрометеорологические явления, вызываемые ветром, и их влияние на экономику России / А.И. Бедрицкий, А.А. Коршунов, Н.Н. Коршунова, В.И. Ламанов, М.З. Шаймарданов // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 9. – С. 5-16.
3. Токарева Ю.В. Опасные явления погоды для авиации и расчетные методы их прогноза, используемые в филиале Новосибирского ЗАМЦ [Электронный ресурс] / Ю.В. Токарева Методический кабинет Гидрометцентра России (дата обращения 26.06.2011).Режим доступа: <http://method.hydromet.ru/event/dec05/doklad1/doklad1.html>
4. Showalter A. A stability index for thunderstorm forecasting / A. Showalter // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1953. – № 34. – P. 250–252.
5. University of Wyoming (Department of Atmospheric Science) [Электронный ресурс]: Режим доступа: <http://www.weather.uwyo.edu>
6. Andersson T. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden / T. Andersson, Andersson M., Jacobsson C., Nilsson S // Meteorol. Mag. – 1989. – № 116. – P. 141-146.
7. Schulz P. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado / P. Schulz // Wea. Forecasting. – 1989. – № 4. – P. 73-80.
8. Jerusalem Weather Station [Электронный ресурс]. (дата обращения 13.03.2011). Режим доступа: <http://www.02ws.com/station.php?section=radiosonde.php&lang=0>
9. Dai J. A comparison of lightning activity and convective indices over some area of China / J. Dai, Y. Wang, J. Gu, L. Chen, Z. Wang // Proceeding of the 13 International conference on atmospheric Electricity, August 13-17, 2007, Beijing, China. – 2007 – P. 1781-1785.

10. Погода и климат Тосканы (дата обращения 07.08.2012) Режим доступа: <http://www.lamma.rete.toscana.it/meteo/modelli>
11. Довгалюк Ю.А. Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака / Ю.А. Довгалюк, П.Е. Веремей, С.А. Владимиров, А.С. Дрофа, М.А. Затевахин, А.А. Игнатъев, В.Н. Морозов, Р.С. Пастушков, А.А. Синькевич, В.П. Стасенко, В.Д. Степаненко, АВ. Шаповалов, Г.Г. Щукин. // Труды ГГО, СПб.: Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2008. – Вып. 558. – С. 102-142.
12. Global Hydrology and Climate Center. Режим доступа: <http://thunder.msfc.nasa.gov/data>.
13. Лагутин А.А. Возможности спектрорадиометра MODIS для обнаружения гроз / А.А. Лагутин, Ю.А. Никулин, А.П. Жуков, Ал.А. Лагутин, В.П. Горбатенко, С.Ю. Кречетова // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству: Сборник трудов – СПб: Изд-во Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова. – 2012. – С. 55-56.
14. Семенченко Б.А. Физическая метеорология: учебник / Б.А. Семенченко/ – М.: «Аспект Пресс». – 2002. – 415 с.
15. Севастьянова Л.М. Методы краткосрочных прогнозов погоды общего назначения / Л.М. Севастьянова, А.С Ахметшина. – Томск: Изд-во Курсив. – 2011. – 266 с.
16. Арабаджи В.И. Грозы и грозовые процессы / В.И. Арабаджи. Минск: Изд-во Белгосуниверситета имени В.И. Ленина. – 1960. – 230 с.
17. Мучник В.М. Физика грозы / В.М. Мучник. – Л.: Гидрометеиздат – 1974. – 456 с.
18. Зверев А.С. Синоптическая метеорология / А.С. Зверев. – Л.: Гидрометеиздат, 2-ое изд., перераб. и доп. – 1977. – 712 с.
19. Воробьёв В.И. Синоптическая метеорология / В.И. Воробьёв. – Л.: Гидрометеиздат. – 1991. – 616 с.

20. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1985. – Вып. 3. – Ч. 1. – 300 с.
21. Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова; под ред. В.И. Кузьменко – Л.: Гидрометеоиздат. – 1974. – 568 с.
22. Шмeтер С.М. Физика конвективных облаков / С.М. Шмeтер. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1972. – 230 с.
23. Алексеева А.А. Летние конвективные явления / А.А. Алексеева, А.А. Васильева; под ред. Г.А. Голицына. – М. – 2001. – 172 с.
24. Зверев А.С. Синоптическая метеорология / А.С. Зверев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 774 с.
25. Васильев Е.В. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов / Е.В. Васильев, А.А. Алексеева, Б.Е. Песков // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 1. – С. 5-15
26. Песков Б.Е. К прогнозу сильных шквалов / Б.Е. Песков А.И. Снитковский // Метеорология и гидрология. – 1968. – №7. – С. 52-57.
27. Дробышев А.Д. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / А.Д. Дробышев, С.Д. Кошинский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – Ч. 1. – 383 с.
28. Лапчева В.Ф. Условия развития зон активной конвекции со смерчами и сильными шквалами / В.Ф. Лапчева. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 237 с.
29. Практикум по синоптической метеорологии под ред. В.И. Воробьева. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 288 с.
30. Практикум по синоптической метеорологии / под ред. В.И. Воробьева. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 304 с.
31. Ягудин Р.А. Грозы юго-востока Западной Сибири и их прогноз / Р.А. Ягудин // Тр. Зап. Сиб. РНИГМИ. – 1977. – Вып. 30. – С 47-55.

32. Севастьянова Л.М. Краткосрочные прогнозы погоды: учебное пособие / Л.М. Севастьянова. – Томск: Издательский дом «СКК-Пресс». – 2006. – 168 с.
33. Богаткин О.Г. Авиационные прогнозы погоды / О.Г. Богаткин. – СПб.: Изд. «БХВ-Петербург». – 2010. – 284 с.
34. Ягудин Р.А. Шквалы в районе Новосибирска и их прогноз / Р.А. Ягудин // Тр. ЗСРНИГМИ. – М.: Гидрометеоздат. – 1977. – Вып. 30. – С. 56-59.
35. Зверев А.С. Синоптическая метеорология / А.С. Зверев. – Л.: Гидрометеоздат. – 1977. – 711 с.
36. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 751 с.
37. Решетов Г.Д. Способ прогноза шквалов на 12-24 часа / Г.Д. Решетов – М.: Гидрометеоздат. – 1977. – 18 с.
38. Дробышев А.Д. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / А.Д. Дробышев, С.Д. Кошинский. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – Ч. 2. – 222 с.
39. Дробышев А.Д. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / А.Д. Дробышев, С.Д. Кошинский. – Л.: Гидрометеоздат, 1997. – Ч. 3. – 199 с.
40. Kunz M. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms / M. Kunz // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2007. – 7. – P. 327-342
41. Тверской П.Н. Курс метеорологии (физика атмосферы) / П.Н. Тверской. – Л.: Гидрометеоздат. – 1962. – 700 с.
42. Раков В.А. Современные пассивные радиотехнические системы местоопределения молний / В.А. Раков // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 11. – С. 118-123

43. Горбатенко В.П. Результаты исследования грозовой активности над территорией Томской области / В.П. Горбатенко, А.А. Дульзон // Известия ТПУ. 2006. – № 2. – С. 126-130
44. Раков В.А. Способ определения распределения годовой плотности разрядов молний в землю на исследуемой территории. / Патент SU № 1812537A1. Опубликовано 30.04.1993 г. – С. 1-4.
45. Горбатенко В.П. Метеорологический радиолокатор МРЛ-5: производство наблюдений. Диагноз и прогноз опасных явлений погоды: учеб. пособие / В.П. Горбатенко, В.И. Слуцкий, Л.Н. Бычкова. – Томск: ТМЛ–Пресс, 2007. – 120 с.
46. Горбатенко В.П. Молния как звено глобальной электрической цепи: монография / В.П. Горбатенко, Т.В. Ершова. – Издательство ТГПУ, 2011. – 204 с.
47. Горбатенко В.П. Временные изменения характеристик грозовой активности / В.П. Горбатенко, А.А. Дульзон // Электрические станции. – 1996. – № 1. – С. 48-51
48. Козлов В.И. Исследование грозовых разрядов в северной Азии с помощью зондирования сетью пассивных радаров / В.И. Козлов, В.А. Муллаяров, Р.Р. Каримов. – Якутск: Изд-во Института космофизических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН. – 2009 С. 613-621.
49. Дульзон А.А. Исследование характеристик интенсивности грозовой деятельности / А.А. Дульзон, Ф.А. Гиндуллин, В.П. Горбатенко // Изв. ВУЗов. Физика. – Томск: Том. гос. ун-т, 1996. – № 4. – С. 87-98
50. Nayenga C.O. Two-dimensional interferometric positions of VHP lightning sources / C.O. Nayenga, J.W. Warwick // J. Geophys. Res. 1981. – № 86. – P. 7451-7462.
51. Jerauld J. An evaluation of the performance characteristics of U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered

- lightning / J. Jerauld, V.A. Rakov, M.A. Uman, K.J. Rambo, D.M. Jordan // Journal of Geophysical research. – 2005. – Vol. 110. – P. 1-16.
52. LPATS IV. Installation, Operation, and Maintenance Manual. 40176 REV 9810. Global Atmospheric, Ins., USA. – 1998. – P. 4-11.
53. Finke U. Blitzstatistik für Süddeutschland: DLR-Forschungsbericht / U. Finke, T. Hauf. – 1997. – № 47. – 49 p.
54. Finke U. A SAFIR lightning location system in Germany / U. Finke, T. Hauf, O. Kreyer // Accepted for publication in Meteorol. Appl., 2007.
55. Аджиев А.Х. Система грозопеленгации гроз на северном Кавказе / А.Х. Аджиев, В.Н. Стасенко, В.О. Тапасханов // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 1. – С. 2-11
56. Шабаганова С.Н. Характеристики грозовых ячеек по наблюдениям в Якутии / С.Н. Шабаганова, Р.Р. Каримов, В.И. Козлов, В.А. Муллаяров // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 12. – С. 35-43
57. Васильев А.Е. Грозовая активность на востоке Сибири по наблюдениям с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера. Автореф. диссерт на соиск. степ. канд. физ.-мат. наук. – Якутск, 2005. – 22 с.
58. Кононов И.И. Методы пассивной локации гроз / И.И. Кононов, Ф. Ришар // Проектирование и технология электронных средств. – 2004. Спецвыпуск. – С. 17-20.
59. Константинова Д.А. Результаты регистрации атмосфериков над юго-восточной территорией Западной Сибири / Д.А. Константинова, В.П. Горбатенко // XVII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы»: Сборник трудов [Электронный ресурс]. Электрон. текстовые, графические данные. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2011, – 1 электрон. опт. диск CD-ROM. – Системные требования: PC Pentium 1 и выше; Microsoft Windows XP и выше; 16-х CD-ROM дисковод; мышь. С. D-18-D-21

60. Drüe C. A SAFIR lightning location network in Northern Germany [Электронный ресурс] / С. Drüe, U. Finke Режим доступа: <http://www.muk.uni-hannover.de>
61. Горбатенко В.П. Пространственное распределение плотности разрядов молнии в землю над Западной Сибирью / В.П. Горбатенко, Т.В. Ершова, Д.А. Константинова // Вестник Томского государственного университета. – 2009. – № 329. – С. 251-255.
62. Говердовский В.Ф. Космическая метеорология с основами астрономии: учебник для высш. учеб. заведений по напр. «Гидрометеорология», спец. «Метеорология» / В.Ф. Говердовский. –СПб: Гидрометеоиздат. – 1995. – 217 с.
63. Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии / М.А. Герман. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1985. – 351 с.
64. Ma M. Climatological distribution of lightning density observed by satellites in China and its circumjacent region / M. Ma, S. Tao, B. Zhu. // Science in China (Series D). 2004. – 34(4). – P. 298-306
65. Christian H.J. The lightning imaging sensor / H.J. Christian, R.J. Blakeslee, S.J. Goodman, D.A. Mach, M.F. Stewart, D.E. Buechler, W.J. Koshak, J.M. Hall, W.E. Boeck, K.T. Driscoll, D.J. Voccippio // Proceeding of the 11 International conference on atmospheric Electricity, June 7-11, Guntersville, Alabama. – 1999. – P. 746-749
66. <http://thunder.msfc.nasa.gov/data>, режим доступа свободный
67. Konstantinova D.A. Spatial distribution of lightning discharges density on Western Siberia / D.A. Konstantinova, V.P. Gorbatenko, T.V. Ershova // 30 International Conference on Lightning Protection – ICLP 2010 – Cagliari, 13-17.09.2010. – Cagliari: University of Cagliari. – 2010. – P. 1091-1-1092-5
68. Шторм Р. Теория вероятностей. Математическая статистика. Статистический контроль качества / Р. Шторм. – М.: Мир. – 1970. – 354 с.

69. Горбатенко В.П. Пространственные и временные вариации грозовой активности над Томской областью / В.П. Горбатенко, А.А. Дульзон, М.В. Решетько // *Метеорология и гидрология*. – 1999. – № 12. – С. 21-28.
70. Dulson A.A. Variations of thunderstorm / A.A. Dulson, V. P. Gorbatenko // *Proceedings of the 5th Korea-Russia International Symposium on Science and Technology (KORUS 2001)*. – Tomsk, 2001. – P. 2. – P. 248-252.
71. География Томской области: Учеб. пособие; под ред. А.А. Земцова. – Томск: изд-во Том. гос. ун-та, 1988. – 243 с.
72. Горбатенко В.П., Ершова Т.В. Способ определения плотности разрядов молнии в землю на территории умеренных широт Северного полушария / Патент Российской федерации на изобретение № 2332693. Опубликовано 27 августа 2008 г. – С. 1-8.
73. Константинова Д.А. Молнии над юго-востоком Западной Сибири / Д.А. Константинова, В.П. Горбатенко // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству: Сборник трудов – СПб: Изд-во Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2012. – С.133-135
74. Константинова Д.А. Результаты регистрации молний над юго-восточной территорией Западной Сибири / Д.А. Константинова, В.П. Горбатенко // *Изв. вузов. Физика*. – 2011. – № 11/3.– С. 156-162
75. Хргиан А.Х. Физика атмосферы / А.Х. Хргиан. – Л: Гидрометеиздат, 1969. – 645 с.
76. Горбатенко В.П. Конвекция в атмосфере над юго-востоком Западной Сибири / В.П. Горбатенко, Д.А. Константинова // *Оптика атмосферы и океана*. – 2009. – № 1. – Т. 22. – С. 17-21.
77. Константинова Д.А. Условия образования шквала над юго-восточной территорией Западной Сибири / Д.А. Константинова, В.П. Горбатенко // *Вестник ТГУ*. – 2010. – Т. 337. – С. 189-184.
78. Galway J. The lifted index as a predictor of latent instability / J. Galway // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1956. – 37. – P. 528-529

79. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере / Н.П. Шакина – Л.: Гидрометеиздат. – 1990. – 309 с.
80. George J. Weather Forecasting for Aeronautics / J. George // Academic Press. – New York. – 1960.
81. Miller R. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central / R. Miller // Tech. Rep. 200 (Rev.), AWS, U.S. Air Force. 102 pp., (Headquarters, AWS, Scott AFB, IL 62225), 1972.
82. Johns R.H. Severe local storms forecasting / R.H. Johns, C.A. Doswell // Wea. Forecasting. – 1992. – P. 558-612
83. Moncrieff M. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines / M. Moncrieff, M. Miller // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 1976. – 102. – P. 373–394.
84. Houze R.A. Hailstorms in Switzerland: left movers, right movers, and false hooks / R.A. Houze, J.W. Schmid, R.G. Fovell // Mon. Weather Rev. – 1933. – P. 3345-3370.
85. Горбатенко В.П. Особенности развития шквалов в атмосфере юго-востока Западной Сибири / В.П. Горбатенко, Д.А. Константинова, Е.В. Шутова // Восьмое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Мат-лы рос. конф.; под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Агаф-пресс. – 2009. – С. 156-157.
86. David O. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy / O. David, Blanchard // Weather and Forecasting. – 2000. – 13 (3). – P. 870-877.
87. Тунаев Е.Л., Влияние географических особенностей местности на конвективный потенциал атмосферы Западной Сибири / Е.Л. Тунаев // Труды всероссийской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Наука и образование» ТГПУ. – Томск: Изд-во ТГПУ. 2011. – Том 1. – С.231-235.

88. Тунаев Е.Л. Влияние физико-географических особенностей местности на конвективный потенциал атмосферы Западной Сибири / Е.Л. Тунаев, Д.А. Константинова // Труды международной научно-практической конференции Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления. Краснодар: Издательский дом Юг. – 2011. – С. 209–211.
89. Горбатенко В.П. Термодинамические условия формирования мезомасштабной конвекции в атмосфере западной Сибири / В.П. Горбатенко, Д.А. Константинова, О.И. Золотухина, Е.Л. Тунаев // Известия ВУЗов. Физика. – 2011. – Т. 54. – № 11/3, С. 148-155.
90. Боровиков В. Программа STATISTICA для студентов и инженеров / В. Боровиков – М. – 2001. – 298 с.
91. Боровиков В.И. Прогнозирование в системе Statistica в среде Windows / В.И. Боровиков, Г.И. Ивченко – М.: Финансы и статистика. – 1999. – 382 с.
92. Боровиков В.И. Statistica: Статистический анализ данных и обработка данных в среде Windows / В.И. Боровиков, И.П. Боровиков – М.: Финансы и статистика. – 1999. – 384с.
93. Константинова Д.А. Сравнение характеристик конвекции над равниной и горами в дни с грозой / Д.А. Константинова, В.П. Горбатенко, Т.В. Ершова // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству: Сборник трудов – СПб: Изд-во Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова. – 2012. – С. 135-137
94. Ананова Л.Г. Особенности радиолокационных характеристик конвективной облачности при шквалах на юго-востоке Западной Сибири / Л.Г. Ананова, В.П. Горбатенко, И.А. Луковская // Метеорология и гидрогеология. – 2007. – № 7. – С. 51-56.
95. Константинова Д.А. Условия образования шквала над юго-восточной территорией Западной Сибири / Д.А. Константинова,

- В.П. Горбатенко // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 337. – С. 189-193.
96. Haby R. Ingredients for Thunderstorms and Severe Thunderstorms / R. Haby, T. Jeff // The Weather Prediction.Com. Retrieved on August 22. – 2006.
97. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. / Л.: Гидрометеоиздат. – 1987. – 200 с.
98. Горбатенко В.П. Термодинамические условия формирования мезомасштабной конвекции в атмосфере западной Сибири / В.П. Горбатенко, Д.А. Константинова, О.И. Золотухина, Е.Л. Тунаев // Известия ВУЗов. Физика. – 2011. – Т. 54. – № 11/3, С. 148-155.
99. Gorbatenko V. Convective parameters during thunderstorm, hail and squall days / V. Gorbatenko, D. Konstantinova // XIV International conference on atmospheric electricity APL 2011, Rio De Janeiro, Brazil – August 8-12, 2011. – Sao Paulo: National Institute of Space Research. – 2011. – PP. 992-996.
100. Gorbatenko V.P. Mesoscale convection and dangerous weather phenomena in southeast of Western Siberia / V.P. Gorbatenko, D.A. Konstantinova // 7th Asia-Pacific International Conference on Lightning, November 1-4, 2011, Chengdu, China. Beijing: Tsinghua University. – 2011. – PP. 160-164.
101. Suzanne W. MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document [Электронный ресурс] / W. Suzanne. – Режим доступа: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD07_L2/atbd.html.
102. Sauli J. MODIS atmospheric profiles product in Finland [Электронный ресурс] / J. Sauli Режим доступа: http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/pdf_conf_p46_s2_12_joro_v.pdf
103. Estimation of atmospheric temperature and humidity profiles from MODIS and radiosond data using artificial neural network [Электронный ресурс] Режим доступа: <http://eo.uit.no/research.php>

104. MODIS Land [Электронный ресурс]: Режим доступа: <http://lance.nasa.gov/data-products/modis-products>
105. Лагутин А.А. Специализированная ГИС оперативного мониторинга окружающей среды территории и прогнозирования источников природных ЧС / А.А. Лагутин, Ал.А. Лагутин, И.А. Шмаков, Ю.А. Никулин // Вычислительные технологии. – 2007. – Том 12. – № 03. – С. 67–78.
106. Горбатенко В.П. Возможности спектрорадиометра MODIS для обнаружения гроз / В.П. Горбатенко, С.Ю. Кречетова // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству: Сборник трудов – СПб: Изд-во Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова. – 2012. – С. 55-56
107. Моргунов В.К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений / В.К. Моргунов. – Ростов н/Д.: Феникс. – 2005. – 336 с.